



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DAYME HERMESSON ALVES CAVALCANTE

**CONTEXTO PETROGRÁFICO, CARACTERIZAÇÃO E PARÂMETROS
PETROLÓGICOS DE ÓXIDOS DE FE-TI DAS ROCHAS METAMÁFICAS DO
SETOR NW DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

FORTALEZA

2021

DAYME HERMESSON ALVES CAVALCANTE

CONTEXTO PETROGRÁFICO, CARACTERIZAÇÃO E PARÂMETROS
PETROLÓGICOS DOS ÓXIDOS DE FE-TI DAS ROCHAS METAMÁFICAS DO SETOR
NW DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof.^a Dra. Lucilene dos Santos
Coorientadora: Prof.^a Dra. Ignez de Pinho Guimarães

FORTALEZA

2021

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)

C364c Cavalcante, Dayme Hermesson Alves.
Contexto petrográfico, caracterização e parâmetros petrológicos dos óxidos de Fe-Ti das rochas metamáficas do setor NW do Domínio Ceará Central, Província Borborema / Dayme Hermesson Alves Cavalcante. – 2021.
106 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2021.

Orientação: Profa. Dra. Lucilene dos Santos.

Coorientação: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.

1. NW da Província Borborema. 2. Rochas metamáficas. 3. Óxidos de Fe-Ti. I. Título.

CDD 551

DAYME HERMESSON ALVES CAVALCANTE

CONTEXTO PETROGRÁFICO, CARACTERIZAÇÃO E PARÂMETROS
PETROLÓGICOS DE ÓXIDOS DE FE-TI DAS ROCHAS METAMÁFICAS DO SETOR
NW DO DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Lucilene dos Santos (orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho
Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)

Prof. Dr. Rafael Gonçalves da Motta
Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)

A minha avó Raimunda, inspiração do meu
caminhar e acreditar diário.

Aos ávidos por igualdade e dignidade social.

AGRADECIMENTOS

"O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001."

Agradeço a Deus pelo dom da vida. A minha família por ser meu porto seguro, meu refúgio em meio as grandes "tempestades" da vida.

A orientadora professora Lucilene dos Santos, pela valorosa colaboração nos campos, em laboratório e nas discussões para construção desta dissertação, pela disponibilidade e solicitude em buscar solução para diversas problemáticas.

A professora Ignez de Pinho Guimarães que nos deu a honra de tê-la como coorientadora. Agradecer pela significativa contribuição na etapa de campo, por valorosas sugestões e correções necessárias para o encaminhamento e conclusão desta pesquisa.

Ao Departamento de Geologia - UFC que forneceu toda a sua infraestrutura para a concretização deste trabalho. Em especial ao Laboratório de Geotécnica e Prospecção (LAGETEC) na pessoa do prof. Cesar Ulisses Vieira Veríssimo e ao Laboratório de Laminação (LAMIN) na pessoa do técnico Msc. Joel Pedrosa de Souza pelo acesso ao espaço e por todo o apoio técnico na etapa de preparação de amostras. Agradecer o apoio essencial do corpo técnico do Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) nas pessoas do coordenador-técnico Dr. Antonio Leal Neto e do técnico Msc. Joel Pedrosa pela prontidão em fornecer o acesso ao espaço e a equipamentos do laboratório e da solicitude em ajudar e incentivar o encaminhamento desta dissertação.

Ao professor Alejandro Pedro Ayala por fornecer acesso ao Laboratório de Espectroscopia Vibracional e Microscopia, do Departamento de Física da UFC, e ao Dr. Bruno Sousa pelo auxílio nas análises de espectroscopia Raman.

Ao professor Nilson Francisquini Botelho pela recepção no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências (LME-IG) – UnB e auxílio no processo de utilização da microsonda. E ao pessoal do Laboratório de Geocronologia – UnB pela recepção e encaminhamentos.

Ao Laboratório de Microscopia e Microanálises do Departamento de Geologia, da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), na pessoa da professora Glaucia Nascimento Queiroga.

Ao professor Afonso Almeida pela significativa contribuição na etapa de campo, auxílio na petrografia e pela solicitude com comentários/sugestões críticas para a construção deste trabalho.

Aos discentes da graduação e pós-graduação que contribuíram na etapa de preparação de amostras: Katia, Duda, Lucas, Maria, Vânia, Agnaldo. Ao geólogo Dominick pela grande ajuda na primeira etapa de campo, excluindo a martelada no meu dedo, acontece.

Aos docentes do DEGEO/UFC na pessoa do professor Clóvis Parente grande mestre/tutor.

Em especial ao grande geólogo e amigo Joel Pedrosa, técnico multilaboratório, cara que facilitou todo o encaminhamento desta dissertação durante a etapa de preparação de amostras, trouxe solução para os mais variados problemas do Frantz ao microscópio petrográfico. Obrigado meu irmão sua contribuição foi fundamental.

Ao colega de mestrado da UnB, Paulo Castellan, pela receptividade e prestatividade durante todo o período de análises na UnB, cara extremamente solícito forneceu estadia, facilitou e possibilitou o meu acesso a todos os espaços do IG, eu estava “em casa”, gratidão irmão.

De modo especial a Dra. Laísa de Assis Batista por todo o apoio e disponibilidade em ajudar nas determinações de oxibarometria, além das sugestões críticas que foram essenciais para conclusão deste trabalho. Faltam palavras para agradecer, gratidão Laísa.

“O que sabemos é uma gota, o que ignoramos
é um oceano.”

(Sir Isaac Newton)

RESUMO

As zonas de alta pressão/temperatura de Cariré e Forquilha estão situadas a oeste do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, no setor noroeste do Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema, NE do Brasil. São formadas por lentes de rochas granulíticas e metamáficas encaixadas em metagranodioritos e rochas metassedimentares metamorizadas em fácies anfibolito superior e/ou granulito. Relações de reequilíbrio textural e mineral nas rochas metamáficas define uma história metamórfica polifásica para ambas as zonas. Feições de descompressão (simplectitos de clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda e textura coronítica com granadas orladas por plagioclásio), a partir de retrometamorfismo, sublinham metamorfismo em condições de alto grau metamórfico na Zona Granulítica de Cariré (ZGC) e na Zona Eclogítica de Forquilha (ZEF). Adicionalmente, na ZGC é registrado possível processo de superposição metamórfica subsequente ao retrometamorfismo principal, caracterizado texturalmente pela substituição de hornblenda por clinopiroxênio. Os óxidos de Fe-Ti presentes em granulito máfico retrógrado da ZGC são multifásicos, representados por ilmenita, titanomagnetita, rutilo, espinélio e hematita. Nestas rochas metamáficas ocorrem rutilos inclusos em ilmenita hospedeira, associado a esta textura de inclusão tem-se exsolução lamelar de titanomagnetita. Apresentam raros grãos de magnetita martitizada que nunca coexistem com esta associação. Em estágio de alteração tardia exibem intercrescimentos de hematita, na ilmenita hospedeira, que não coexiste com rutilo, e substituição de óxidos de Fe-Ti por titanita. Na ZEF, os óxidos de Fe-Ti presentes nos retroeclogitos são constituídos por ilmenita, rutilo e magnetita martitizada. A relação textural predominante é caracterizada por inclusão de rutilo em ilmenita com alteração tardia para titanita. A composição média de rutilo e ilmenita coexistindo no granulito máfico retrógrado, indicam fugacidade de oxigênio de FMQ -2.75, enquanto os retroeclogitos são caracterizados por forte depleção em Fe³⁺ na ilmenita o que impossibilitou a estimativa de logfO₂ através do oxi-barômetro rutilo-ilmenita.

Palavras-chave: NW da Província Borborema. Rochas metamáficas. Óxidos de Fe-Ti.

ABSTRACT

The high pressure/temperature zones of Cariré and Forquilha are situated the west of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, northwest portion of the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil. This are formed by lenses of granulitic and metamafic rocks enclosed in metamorphosed metagranodiorites and metasediments in upper amphibolite and/or granulite facies. Textural and mineral re-equilibration relations in metamafic rocks determine a polymetamorphic history to both the zones. Decompression features (clinopyroxene + plagioclase \pm hornblende symplectites and coronitic texture with plagioclase collar at garnet), from the retrograde metamorphism, highlight metamorphism in high-grade metamorphic conditions in the Carire Granulite Zone (CGZ) and Forquilha Eclogite Zone (FEZ). Farther, in the CGC is recorded possible metamorphic overprint process subsequent to main retrograde metamorphism, characterized texturally by the hornblende breakdown to clinopyroxene. Multiphase Fe-Ti oxides assemblage is identified in retrogressed mafic granulite from the ZGC, represented by ilmenite, titanomagnetite, rutile, spinel and hematite. In these metamafic rocks occur rutiles included in ilmenite host, associated to this inclusion texture exhibit titanomagnetite lamellar exsolution and they never coexist with magnetite. In late alteration stage exhibit hematite intergrowth, in the ilmenite host, that not coexists with rutile, and replacement of Fe-Ti oxides by titanite. In the FEZ, the Fe-Ti oxides present in retrograded eclogite are constituted by ilmenite, rutile and martitized magnetite. Have textural relation characterized by rutile inclusion in ilmenite grains, with late alteration to titanite. The average composition of coexisting rutile and ilmenite in retrogressed mafic granulite, indicate an oxygen fugacity of FMQ -2.75, whilst the retrograded eclogite are characterized by depletion of Fe³⁺ in the ilmenite the that did not allow estimate the $\log fO_2$ by the use rutile-ilmenite oxybarometer.

Keywords: NW Borborema Province. Metamafic rocks. Fe-Ti oxides.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo 22
- Figura 2 – Mapa esquemático da Província Borborema mostrando a subdivisão em subprovíncias, domínios maiores e terrenos: Subprovíncias Setentrional = SS; Central = SC e Meridional = SM – Domínios: Médio Coreaú = DMC; Ceará Central = DCC (Complexo Tamboril-Santa Quitéria = CTSQ; Faixa Orós = FO); Rio Grande do Norte = DRGN (Faixa Seridó = FDS; Maciço São José do Campestre = MSJC); Zona Transversal = DZT (Orogênese Cariris Velho = OCV); Riacho do Pontal = DRP; Pernambuco-Alagoas = DPEAL, Sergipano = DS – Terrenos: São José do Caiano = TSJC, Piancó-Alto Brígida = TPAB; Alto Pajeú = TAP; Alto Moxoto = TAM; Rio Capibaribe = TRC – Cratons: São Luiz = SLC; São Francisco = CSF. Zonas de Cisalhamento: Sobral-Pedro II = ZCSPII (Lineamento Transbrasiliano = LTB); Senador Pompeu = ZCSP; Patos = ZCPA; Pernambuco = ZCPE. Cidade: Fortaleza = Fo 25
- Figura 3 – Disposição de lineamentos magnéticos sobre a derivada horizontal (y), coincidente com a orientação NE-SW das principais estruturas descritas em campo 31
- Figura 4 – Composição ternária (RGB) processada a partir dos dados gamaespectrométricos, com delimitação de porções escuras (baixa contagem dos três radioelementos) coincidentes a corpos de alta concentração em minerais máficos 32
- Figura 5 – Modo de ocorrência das rochas encaixantes de lentes granulíticas da região de Cariré e fotomicrografias sob nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light) representativas de suas relações texturais. (A) Contato brusco entre granitoide cinza e dique basáltico; (B) Lajedo e matações de ortognaisse; (C) Textura mortar em cristais de plagioclásio e grão de quartzo recristalizado (CPL); (D) Porfiroblasto de plagioclásio envolvido por sombra de pressão, com cauda de recristalização (CPL) .. 37

Figura 6	– (A) e (B) Afloramento com dimensões métricas de granulito félsico, apresentando estrutura gnáissica e veios quartzofeldspáticos concordantes a sua foliação	38
Figura 7	– Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruza-dos (CPL: cross-polarized light), representativas da associação mineral e das relações texturais dos granulitos félsicos. (A) Textura granonematoblástica marcada pela orientação de ortopiroxênio e clinopiroxênio (PPL); (B) Faixa de alta deformação no sistema sublinhada pelo estiramento do quartzo (CPL); (C) e (D) Porfiroblastos de granada, circundados por plagioclásio e com inclusões de quartzo e plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente)	39
Figura 8	– (A) e (B) Ocorrência de metamáfica da região de Cariré classificada como granulito intensamente retrometamorfizado (granulito máfico retrógrado)	40
Figura 9	– Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruza-dos (CPL: cross-polarized light), representativas da associação mineral e das relações texturais do granulito máfico retrógrado. (A) e (B) Substituição de hornblenda por clinopiroxênio e plagioclásio (PPL); (C) e (D) Porfiroblasto de granada desestabilizado, com porção interna preenchida por hornblenda e plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente); (E) Granada orlada por plagioclásio e com inclusões de quartzo e zircão (PPL); (F) Sistema com forte uralitização, mas preservando textura simpletítica de clinopiroxênio + plagioclásio (PLL)	41

- Figura 10 – Amostra de mão granulito máfico retrógrado com alteração hidrotermal e fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) Amostra de granulito máfico composta essencialmente por granada + plagioclásio + clinopiroxênio; (B) Espessartita compondo uma massa disforme de grãos interconectados, com plagioclásio saussuritizado ou parcialmente substituído por clorita presente entre os espaços desses cristais (PPL); (C) Porfiroblasto de plagioclásio, parcialmente, saussuritizado (PPL); (D) e (E) Cristais prismáticos de clinopiroxênio com maclas bem desenvolvidas (PPL e CPL, respectivamente) 42
- Figura 11 – (A) Afloramento do sillimanita-granada-biotita gnaiss em corte de estrada caracterizado por foliação de baixo ângulo; (B) Sillimanita-granada-biotita gnaiss apresentando desordem no bandamento gnáissico e associação típica de granada + feldspato potássico nas faixas félsicas feições sugestivas de fusão parcial; (C) e (D) Aspecto do afloramento rasteiro do granada granulito pelítico e detalhes de amostra marcada pela orientação de sillimanita 44
- Figura 12 – Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light), representativas da associação mineral e das relações texturais do granada granulito pelítico (A) Plagioclásio com exsolução de feldspato potássico, antiperitita (CPL); (B) Granada xenoblástica circundada e substituída parcialmente por biotita, no entorno desta associação ocorre quartzo e plagioclásio recristalizado (CPL); (C) e (D) Reação de quebra do ortopiroxênio para geração de sillimanita, associação representativa de rochas granulíticas de origem pelítica (PPL e CPL) 45

- Figura 13 – Aspecto geral do afloramento de granada-biotita gnaiss com cianita e fotomicro-grafias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência e detalhe do afloramento com associação granada + feldspato potássico + cianita; (C) Porfiroblasto de feldspato potássico com alteração por argilização e contornado por cristais de biotita (CPL); (D) Poikiloblasto de granada com predominância de inclusões de quartzo e plagioclásio, além de estar envolto por biotita (PPL) 47
- Figura 14 – Aspecto geral do afloramento de diatexito e fotomicrografias sob nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência e presença de enclave diorítico; (C) Presença de mirmequita situada ao longo das bordas do feldspato potássico (CPL); (D) Faixas locais de maior deformação sublinhada pela recristalização do quartzo (CPL) 48
- Figura 15 – (A) e (B) Aspecto geral das ocorrências de rochas metamáficas na região de For-quilha e detalhe da amostra de mão rica em clinopiroxênio e granada 49
- Figura 16 – Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruza-dos (CPL: cross-polarized light), representativas da associação mineral e das relações texturais do retroeclogito. (A) e (B) Clinopiroxênio de aspecto granoblástico e estrutura coronítica de plagioclásio em granada (PPL); (C) e (D) Textura simplectítica de clinopiroxênio + plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente); (E) e (F) Coronas de titanita em ilmenita (PPL e CPL, respectivamente) 50
- Figura 17 – Aspecto geral e fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light) e nicóis cruzados (CPL: cross-polarized light) do clinopiroxênio anfibolito bandado, representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) Ocorrência do corpo anfibolítico bandado com níveis milimétricos a centimétricos; (B) Nível composto essencialmente por grãos de hornblenda marrom (PPL); (C) e (D) Zona dominada por cristais de plagioclásio saussuritizados e clinopiroxênio alterando para anfibólio (PPL e CPL, respectivamente) 52

Figura 18 –	Aspecto geral do clinopiroxênio anfíbolito e fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência dos corpos anfíbolíticos maciços e detalhe da amostra com orientação de plagioclásio; (C) e (D) Clinopiroxênio em contato estável e incluso em hornblenda, respectivamente (CPL)	53
Figura 19 –	Aspecto geral das calcissilicática e fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: plane-polarized light), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Matacões bandados de calcissilicáticas; (C) Agregados de biotita, por vezes de aspecto radial, associada à clinopiroxênio (PPL); (D) Ocorrência de carbonato no sistema (PPL)	54
Figura 20 –	Caminhos P-T estimados para as rochas metamáficas da Zona Eclogítica de For-quilha (ZFE) e Zona Granulítica de Cariré (ZGC). Linha tracejada em cinza se refere a condições de pré-pico metamórfico (inexistem dados petrográficos ou termobarométricos); linha tracejada em azul é traçada a partir de dados petrográficos; linhas sólidas são traçadas através de dados petrográficos e termobarométricos. Ciclos em verde: pontos com informações termobarométricas de Santos et al. (2009); ciclo em azul a partir de Amaral et al. (2012). Limites P-T das reações metamórficas no sistema MORB + H ₂ O e abreviações são a partir de Liou et al. (2002; 2004)	58
Figura 21 –	a) Schematic tectonic-geological map of the Northern Subprovince, Borborema Province, showing the tectonic pattern of the main domains with major transcurrent shear zones represented (modified after Arthaud, 2007); b) Simplified geological map of the NW portion of the Northern Subprovince, with samples indicated in the studied areas (modified from Cavalcante et al., 2003; Pinéo et al., 2020)	64

Figura 22 – Microphotographs of the retrogressed mafic granulite from Cariré. (A) Field aspect of metamafic rocks the Cariré Granulite Zone; (B – C) Intergrowth symplectitic of Cpx + Pl and corona texture of Pl surrounding Grt; (D – E) Occurrence of multiphase Fe-Ti oxides on the ilmenite host; (F) Magnetite grain martitized, sometimes presenting copper-cobalt-iron sulfide inclusions and in unstable contact with ilmenite	69
Figura 23 – Microphotographs of the retrograded eclogite from Forquilha. (A) Field outcrop in the Forquilha Eclogite Zone; (B – D) Corona texture of Pl surrounding Grt and intergrowth symplectitic of Cpx + Pl; (E – F) Rutile inclusion in ilmenite with late alteration to titanite; (G – H) Magnetite altered by martitization and to oxy- hydroxides	70
Figura 24 – Phases plotted in the FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ diagram (after Buddington and Lindsley, 1964). The heavy red lines indicate major solid solutions series: ulvospinel-magnetite (Usp-Mag), ilmenite-hematite (Ilm-Hem) and ferropseudobrookite-pseudobrookite (Fpb-Psb). Solid circles and squares represent the chemical compositions of the Fe-Ti oxides analyzed; FEZ – Forquilha Eclogite Zone; CGZ – Cariré Granulite Zone	73
Figura 25 – Raman spectra of the Fe-Ti oxides and titanite of the retrogressed mafic granulite from Cariré, with the respective standards: (A) Ilmenite; (B) Rutile; (C) Titanite; (D) Hematite; (E) Spinel; (F) Titanomagnetite	74
Figura 26 – Raman spectra of the Fe-Ti oxides of the retrogressed eclogite from Forquilha, with the respective standards: (A) Ilmenite; (B) Rutile	75
Figura 27 – Plotted sample in log <i>f</i> O ₂ -T diagrams: (A) Diagram to the rutile-ilmenite oxybaro-meter, constructed with molar fraction of Fe ₂ O ₃ in ilmenite ranging from 0.001 to 0.2. Gray lines represent <i>f</i> O ₂ values to rutile + ilmenite assemblage that range from FMQ –4 to FMQ +3 and heavy black line represent the FMQ buffer (modified from Tao et al. 2017). (B) Diagram of Lindsley (1991) with occurrence of buffers used in experimental petrology	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	– Compositions of Fe-Ti oxides: sample DCM40B, retrogressed mafic granulite, from the Cariré Granulite Zone; samples DCM67, DCM93 and DCM97 retrograded eclogite, Forquilha Eclogite Zone	66
Tabela 2	– Oxybarometry of retrogressed mafic granulite, from the Cariré Granulite Zone	76

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
1.1	Considerações iniciais	18
1.2	Justificativa	20
1.3	Objetivos	20
1.4	Localização	21
2	GEOLOGIA REGIONAL	23
2.1	Domínio Ceará Central (DCC)	24
2.1.1	<i>Maciço arqueano</i>	26
2.1.2	<i>Embasamento paleoproterozoico</i>	26
2.1.3	<i>Complexo Canindé do Ceará e Coberturas metassedimentares neoproterozoicas</i>	27
2.1.4	<i>Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ)</i>	28
2.1.5	<i>Granitos Pós-Colisionais a Anarogênicos (Ediacarano a Cambriano)</i>	29
2.1.6	<i>Bacias molássicas tardi-brasilianas</i>	29
3	MATERIAIS E MÉTODOS	30
3.1	Processamento de dados aerogeofísicos	30
3.2	Espectroscopia Raman	32
3.3	Química Mineral	33
3.4	Oxibarometria	34
4	INSERÇÃO GEOLÓGICA DOS LITOTIPOS ALVOS	36
4.1	Caracterização Petrográfica	36
4.1.1	<i>Ocorrências de Cariré</i>	36
4.1.2	<i>Ocorrências de Forquilha</i>	43
4.2	Estrutural	55
4.3	Evolução metamórfica	55
5	PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF FE-TI OXIDES IN METAMAFIC ROCKS FROM NW BORBOREMA PROVINCE, BRAZIL	59
5.1	Introduction	60
5.2	Regional geological setting	61
5.3	Methods	65
5.3.1	<i>Raman spectroscopy and Mineral chemistry</i>	65

5.3.2	<i>Rutile-ilmenite oxybarometer</i>	65
5.4	Results	67
5.4.1	<i>Petrographic context and aspects of the analyzed Fe-Ti oxides</i>	67
5.4.1.1	<i>Metamafic rocks from Cariré Granulite Zone</i>	67
5.4.1.2	<i>Metamafic rocks from Forquilha Eclogite Zone</i>	68
5.4.2	Mineral chemistry and Raman data	71
5.4.2.1	<i>Compositional data for Fe-Ti oxides from Cariré metamafics</i>	71
5.4.2.2	<i>Compositional data for Fe-Ti oxides from Forquilha metamafics</i>	72
5.4.3	Oxygen barometry data	75
5.5	Discussion	77
5.5.1	<i>Process of exsolution, exsolution oxidation, and generation order of the Fe-Ti oxides</i>	77
5.5.2	<i>Redox state of the metamafic rocks</i>	78
5.6	Conclusion	79
6	CONCLUSÃO	86
	REFERÊNCIAS	87
	APÊNDICE A – QUÍMICA MINERAL DOS ÓXIDOS DE FE-TI	94

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

A dissertação foi desenvolvida como componente obrigatório na obtenção do título de mestre em Geologia, área de concentração Geodinâmica e Recursos Minerais, na esfera do Programa de Pós Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará. A pesquisa foi subsidiada pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) através de bolsa de estudo. A estruturação deste trabalho é composta por tópicos introdutórios (geologia regional, metodologia, geologia local/petrografia, estrutural e metamorfismo), um manuscrito proposto (caracterização petrológica dos óxidos de Fe-Ti) e conclusão.

A temática principal desta pesquisa é a utilização de óxidos de Fe-Ti, como indicadores petrológicos em ambientes geológicos de alta temperatura e/ou pressão. A definição de um evento tectônico de alta pressão na região foi inicialmente sugerida nos trabalhos de Caby & Arthaud (1986) e Caby (1989), que utilizando relações estruturais definiram padrões geométricos típicos de *nappes* e metamorfismo tipo himalaiano, em supracrustais e embasamento do Complexo Canindé do Ceará e Grupo Ceará (Pinéo *et al.*, 2020). Feições similares são observadas na região oeste da Província Nigeriana, correlações entre a falha 4°50' Kandi (Africa) e o Lineamento Transbrasiliano, no limite entre os domínios Médio Coreau e Ceará Central da Província Borborema são usadas para interpretar que a porção oeste da Província Nigeriana constitui continuação da porção noroeste da Província Borborema, em reconstruções *pre-drift* (Caby, 1989; Arthaud *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2008). O Complexo Tamboril-Santa Quitéria foi interpretado como arco magmático (Fetter *et al.*, 2003) confirmando um evento contracional na região. Costa *et al.* (2013) e Ganade de Araujo *et al.* (2014) propuseram uma evolução policíclica para o Arco Mágmatco de Santa Quitéria com colisão continental entre 615-620 Ma. Registro de rochas metamáficas próximo as borda leste e oeste do arco magmático de Santa Quitéria, associadas a rochas metassedimentares metamorfizadas em condições da fácies anfíbolito alto a granulito, foram descritas como retroeclogitos (Castro, 2004; Santos *et al.*, 2009). Estudos termobarométricos nas ocorrências do oeste, na Zona Eclogítica de Forquilha, sugerem pressões de 17.3 kbar e temperaturas médias de 770 °C (Santos *et al.*, 2009), enquanto na Zona Granulítica de Cariré (Gorayeb & Abreu, 1989), também a oeste do arco, composta por granulitos félsicos e

máficos, mostram condições *P-T* de metamorfismo, variando de 10.2 kbar e 750 °C a 13.6 kbar e 900 °C (Amaral *et al.*, 2012).

Além das pesquisas geológicas utilizando geoquímica e geocronologia, levantamentos geofísicos constituem contribuição interpretativa e geológica significativa e através dos métodos gravimétrico e magnetotelúrico (MT) vem auxiliando no entendimento e definição da evolução tectônica da Província Borborema como um todo e em especial, da região noroeste do Domínio Ceará Central. Lesquer *et al.* (1984) identificaram anomalias gravimétricas de alta densidade encobertas pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e, interpretaram como relictos de sutura oceânica.

Recentemente, Padilha *et al.* (2017) realizaram uma coleta de dados geofísicos através do método magnetotelúrico (MT), técnica aplicada em estudos de zonas de subducção/colisionais (Unsworth, 2010) extintas ou modernas, o qual distingue estruturas elétricas em níveis crustal e manto superior, mapeando variações de resistividade. Nestas áreas são identificadas porções resistivas homogêneas limitadas por zonas de alta condutividade, definida pela presença de fluidos ricos em sulfetos/óxidos e fusão parcial associada. O sistema constituído pelo aglomerado de materiais resistivos e condutivos é com frequência interpretado como ambiente tectônico de acreção, levando a caracterização e espacialização de zonas de sutura, que estão ligadas as zonas condutivas. Padilha *et al.* (2017) executaram levantamento MT ao longo de três perfis que abrangeram as subprovíncias Setentrional e Central (Van Shumms *et al.*, 2011), além de parte da Bacia do Parnaíba, os resultados obtidos sobre o compartimento Setentrional forneceram porções de blocos resistivos que correspondem aos domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte, limitados por porções condutivas representadas pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II e pelo subdomínio Orós-Jaguaribe que representariam possíveis zonas de sutura pretérita.

Apesar de três décadas de extensivos trabalhos na região, ainda se faz necessário à aplicação de novos métodos que levem a obtenção de feições geológicas que contribuam para caracterização de eventos acrescionários na Província Borborema, contribuindo assim, para o entendimento da evolução geodinâmica da província. Deste modo, foram selecionadas áreas no extremo NW do Domínio Ceará Central, nas proximidades do Lineamento Transbrasiliano, abrangendo a Zona Granulítica de Cariré e a Zona Eclogítica Forquilha, para estudo detalhado de óxidos, as quais são descritas na literatura como zonas de alta a ultra-alta pressão, e temperatura relativamente elevada (Amaral, 2010).

Óxidos de Fe-Ti são constituintes frequentes em rochas metamórficas ou ígneas, além de relevantes indicadores petrológicos, fornecendo informações importantes sobre

fugacidade de oxigênio e temperatura/pressão do equilíbrio metamórfico ou de cristalização, ou seja, possuem a capacidade de registrar o estado redox, pico térmico e bórico (oxi-termômetro/oxi-barômetro) ao qual o sistema (rocha) foi submetido. Assim nesta pesquisa, foram analisados óxidos de Fe-Ti pertencentes às rochas de alto grau metamórfico, presentes nas zonas de alta pressão/temperatura de Cariré e Forquilha, com o intuito de avaliar a contribuição dos parâmetros petrológicos fornecidos por essas fases minerais no entendimento da construção e evolução tectônica dessa região.

1.2 Justificativa

Nas últimas décadas a porção noroeste da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981) recebeu significativas contribuições científicas, através de estudos geológicos, geocronológicos, geoquímicos e geofísicos, como evidenciado nos trabalhos de Lesquer *et al.* (1984); Caby (1989); Fetter, (1999); Fetter *et al.* (2003); Nogueira Neto (2000); Cavalcante *et al.* (2003); Castro, (2004); Arthaud, (2007); Santos *et al.* (2009); Amaral (2010); Ganade de Araújo *et al.* (2014); Padilha *et al.* (2017) entre outros. A Província Borborema (PB) representa fragmento de um importante cinturão Brasileiro que se estende do Brasil ao NW da África (De Wit *et al.*, 1988) que em reconstrução *pre-drift* constitui o sistema orogênico neoproterozoico Brasileiro/Panafricano. Sua estruturação resultou da amalgamação dos cratons Oeste-Africano/São Luiz e Congo-São Francisco, durante evento tectônico – termal, ca. 600Ma, que resultou na formação da porção oeste do Supercontinente Gondwana (Brito Neves & Cordani, 1991).

A região mais a NW da Província Borborema apresenta evidências marcantes de eventos acrescionários, como *nappes* e metamorfismo típico de zonas colisionais (Caby & Arthaud, 1986), além da ocorrência de arco magmático relacionado ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria e da presença de rochas metamáficas e granulitos de alta pressão/temperatura que alcançou a fácies eclogito, nas proximidades da borda oeste do arco; (Fetter *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2009; Amaral, 2010; Santos *et al.*, 2015), onde uma possível zona de sutura pretérita, vem sendo corroborada por dados geofísicos (Padilha *et al.*, 2014, 2017).

1.3 Objetivos

Os objetivos desta pesquisa foram a caracterização e avaliação do potencial de óxidos de Fe-Ti, pertencentes a rochas metamáficas localizadas nas regiões de Forquilha e

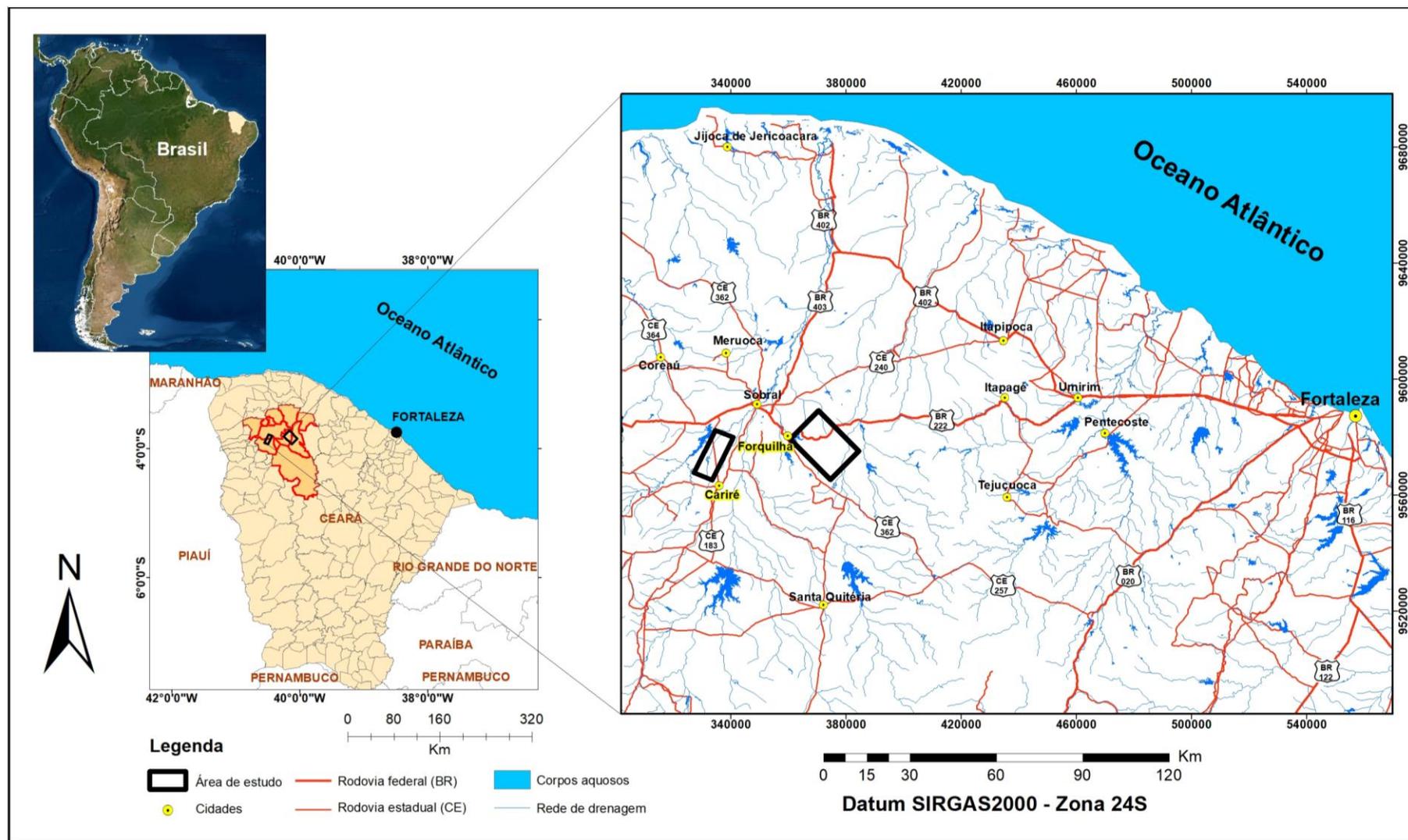
Cariré, no NW do DCC, como indicadores petrológicos em ambiente geológico de alto grau metamórfico através da combinação das técnicas de microanálises (espectroscopia Raman e microsonda eletrônica). São parâmetros petrográficos, térmicos e fugacidade de oxigênio, que contribuem para modelar a evolução tectônica do noroeste do Ceará, região onde se situa um dos *piercing points* apresentados por De Wit *et al.* (2008), colocada como um dos alvos primordiais para o entendimento da colagem Brasileira/Pan-Africana

1.4 Localização

As áreas estudadas nesta pesquisa estão localizadas no setor NW do estado do Ceará (NE do Brasil), nos municípios de Forquilha e Cariré (FIGURA 1). Os municípios de Forquilha e Cariré estão a 256 km e 267 km, respectivamente, a oeste de Fortaleza. O acesso mais rápido as áreas de pesquisa, partindo de Fortaleza, é pela BR-222, onde se percorre 256 km, passando pelas cidades de Umirim, Itapagé e Irauçuba até a primeira área localizada na cidade de Forquilha. Para chegar à segunda área alvo, segue-se na BR-222 até Sobral, onde se acessa a CE-183 e continua até a cidade de Cariré.

Os polígonos das áreas de pesquisa possuem as seguintes coordenadas UTM: Vértices da área de estudo na região de Forquilha – X= 360.619,7 e Y= 9.579.190,6 (V01); X= 370.507,1 e Y= 9.589.061,9 (V02); X= 384.439,1 e Y= 9575111,7 (V03); X= 374583,3 e Y= 9565256 (V04), a segunda área alvo, na região de Cariré, tem os seguintes vértices – X= 327035,5 e Y= 9567648,7 (V01); X= 334549,7 e Y= 9582253,7 (V02); X= 340759,3 e Y= 9579862,9 (V03); X= 333483,2 e Y= 9665120,2 (V04). Estão inseridas na folha cartográfica Sobral – ESSE.24-X-D-IV (1:100.000), em Projeção Universal Transversa de Mercator – UTM e Datum Horizontal SAD – 1969, confeccionada pela Diretoria do Serviço Geográfico (DSG) do Exército em convênio com a Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo



Fonte: Elaborada pelo o autor

2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (PB), segundo a concepção de Almeida (1977) e Almeida *et al.* (1981), trata-se de uma unidade estrutural que inclui faixas de dobramentos, recortada por importantes zonas de cisalhamento que separam grandes domínios de rochas graníticas, gnáissica-migmatíticas e rochas metassedimentares, com dimensões continentais, possuindo área superior a 380000 km², localizada no nordeste do Brasil. Está exposta a leste do cráton Amazônico e a norte do cráton São Francisco, com extensão sob a Bacia do Parnaíba (Almeida *et al.*, 1977; Monié *et al.*, 1997). Sua formação ocorreu a partir da junção de pequenos núcleos arqueanos e uma grande massa de terrenos paleoproterozoicos, por meio da aglutinação dos crátons Amazônico, Oeste-Africano e São Francisco-Congo, levando ao fechamento do Oceano Goiás-Farusiano (Kroener & Cordani, 2003), durante o Neoproterozoico. A atual estruturação da província é relacionada à orogênese Brasileira/Pan-Africana, apresentando como resultado a junção final do paleocontinente Gondwana ocidental (Brito Neves & Cordani, 1991; Trompette, 1994; Castaing *et al.*, 1994, Vauchez *et al.* 1995, Ganade de Araújo *et al.*, 2014).

A Província Borborema recebeu nas últimas décadas compartimentações tectono-petrográficas: 1) núcleos cratônicos, maciços medianos, faixas de dobramentos e lineamentos (Brito Neves, 1975), 2) domínios e/ou subprovíncias usada para delimitar um agrupamento de unidades litotectônicas, de feições e características, separadas por zonas de cisalhamento de direção E-W, NNE-SW e NE-SW (Van Schmus *et al.*, 1995, 2008, 2011; Vauchez *et al.* 1995), algumas dessas feições tem dimensões continentais, como por exemplo o Lineamento Transbrasiliano, que possivelmente delimitam blocos crustais maiores, podendo ser traçadas em continuidade com zonas de cisalhamento no continente Africano (Caby, 1989; Trompette, 1994; Van Schmus *et al.*, 2011).

Van Schmus *et al.* (1995, 2003) utilizando as zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco, dividiram a PB em três grandes domínios: Norte, Transversal e Sul, posteriormente designados como subprovíncias (Delgado *et al.*, 2003; Van Schmus *et al.* 2008): Subprovíncia Setentrional situada a norte da zona de cisalhamento Patos, Subprovíncia Central localizada entre as zonas de cisalhamentos supracitadas, e Subprovíncia Meridional limitada a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco e a sul pelo Craton São Francisco. As subprovíncias foram compartimentadas em sete unidades geotectônicas maiores por Van Schmus *et al.* (2008; 2011) denominadas: 1) Domínio Sergipano, 2) Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL), 3) Domínio Riacho do Pontal, 4) Domínio Transversal, 5) Domínio Rio

Grande do Norte, 6) Domínio Ceará Central e 7) Domínio Médio Coreaú que são assim divididas de acordo com os dados isotópicos fornecidos por cada unidade.

A Subprovíncia Setentrional é subdividida pelas zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Senador Pompeu nos domínios Rio Grande do Norte, Ceará Central e Médio Coreaú, abrangendo principalmente os estados do Rio Grande do Norte e Ceará, sendo formada por amplo e contínuo embasamento paleoproterozoico com restritos núcleos Arqueanos, sobreposto por rochas supracrustais neoproterozoicas, e granitogênese sincolisional a anarogênica em relação à orogênese Brasileira (Brito Neves *et al.*, 2000; Castro 2004; Van Schmus *et al.*, 2011). Arthaud (2007) e Arthaud *et al.* (2014) propuseram um novo domínio para a Subprovíncia Setentrional o qual denominaram de Domínio Orós-Jaguaribe que estaria limitado pelo lineamento Senador Pompeu e pela zona de cisalhamento Jaguaribe, classificação corroborada por dados magnetotélúrico de Padilha *et al.* (2017).

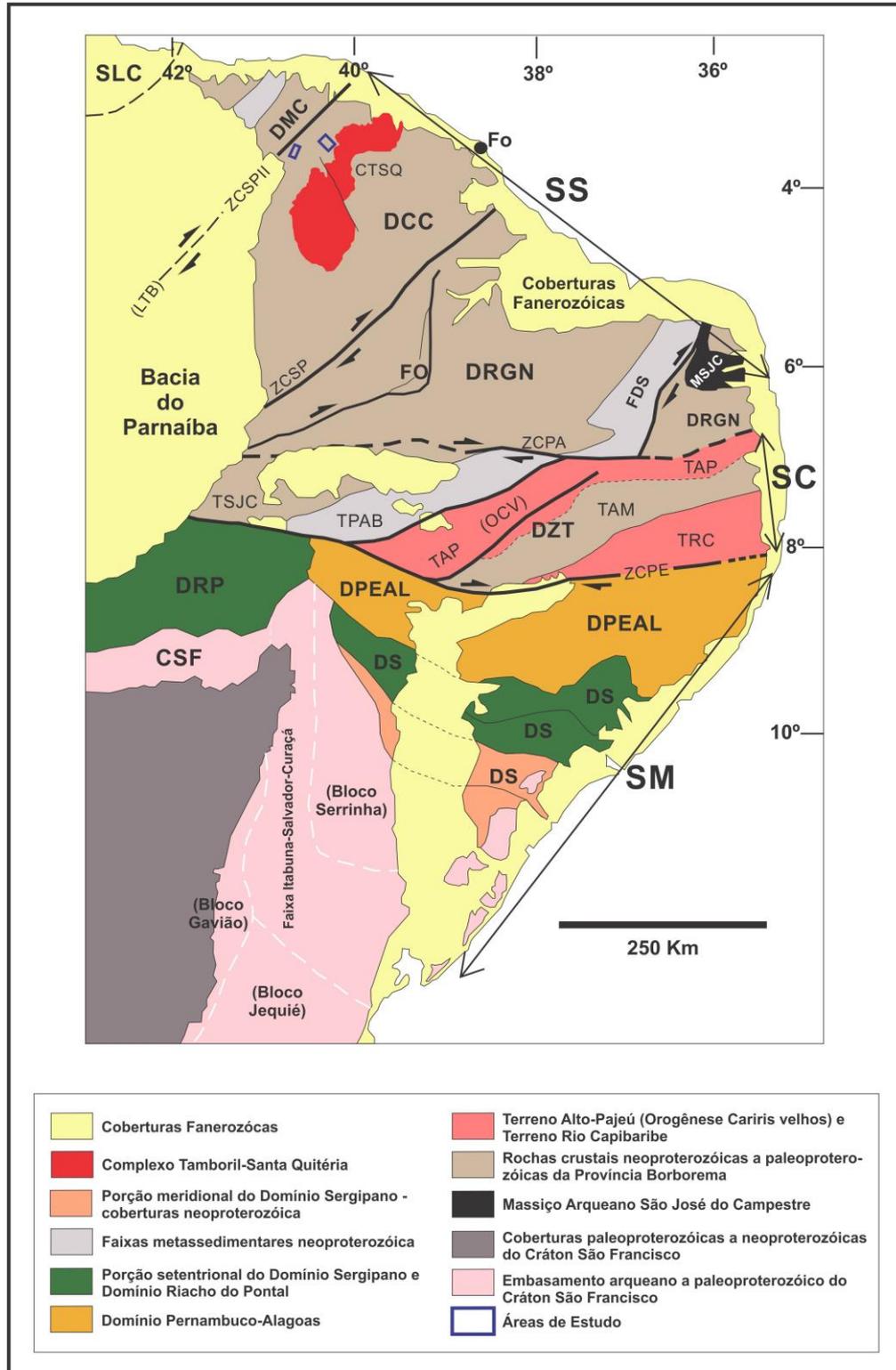
Nesta dissertação será dado destaque ao Domínio Ceará Central por abranger as áreas de pesquisa que estão situadas na porção WNW deste domínio, próximas ao lineamento Transbrasiliano (FIGURA 2).

2.1 Domínio Ceará Central (DCC)

O DCC compreende uma extensa unidade geotectônica com as seguintes delimitações: a NW zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, a ESSE zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), a sul zona de cisalhamento Aiuába, ambas transcorrentes, com cinemática dextral. A WSW o DCC encontra-se encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Vauchez *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2008; Arthaud *et al.*, 2014).

A compartimentação do Domínio Ceará Central pode ser esquematizada em cinco unidades geotectônicas, conforme dados apresentados na literatura (Fetter *et al.*, 2000; Cavalcante *et al.*, 2003; Arthaud, 2007; Pinéo *et al.*, 2020): 1) Maciço Arqueano 2) Embasamento paleoproterozoico; 3) Complexo Canindé do Ceará e coberturas metassedimentares neoproterozoicas; 4) Complexo Tamboril-Santa Quitéria e 5) Granitos brasileiro pós-colisionais a anarogênicos.

Figura 2 - Mapa esquemático da Província Borborema mostrando a subdivisão em subprovíncias, domínios maiores e terrenos: Subprovíncias Setentrional = SS; Central = SC e Meridional = SM – Domínios: Médio Coreaú = DMC; Ceará Central = DCC (Complexo Tamboril-Santa Quitéria = CTSQ; Faixa Orós = FO); Rio Grande do Norte = DRGN (Faixa Seridó = FDS; Maciço São José do Campestre = MSJC); Zona Transversal = DZT (Orogênese Cariris Velho = OCV); Riacho do Pontal = DRP; Pernambuco-Alagoas = DPEAL, Sergipano = DS – Terrenos: São José do Caiano = TSJC, Piancó-Alto Brígida = TPAB; Alto Pajeú = TAP; Alto Moxoto = TAM; Rio Capibaribe = TRC – Cratons: São Luiz = SLC; São Francisco = CSF. Zonas de Cisalhamento: Sobral-Pedro II = ZCSPII (Lineamento Transbrasiliano = LTB); Senador Pompeu = ZCSP; Patos = ZCPA; Pernambuco = ZCPE. Cidade: Fortaleza = Fo.



Fonte: Modificado de Van Schums *et al.* (2008; 2011).

2.1.1 Maciço arqueano

Engloba o Complexo Cruzeta (Cavalcante *et al.*, 2003), inicialmente denominado Maciço de Troia (Brito Neves, 1975), estando situado na porção S-SE do DCC, sendo limitado pela zona de Cisalhamento Senador Pompeu a E-SE, e o complexo gnáissico paleoproterozoico (Unidades Algodões e Choro) a N-NW. Este núcleo arqueano foi subdividido por Arthaud (2007) em dois Complexos: Cruzeta e Mombaça, separados pela zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé, sendo constituídos no geral por gnaisses migmatíticos de afinidade TTG (Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito), contendo *boundins* de rochas máfica-ultramáficas, por vezes mineralizadas. Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2000) realizaram estudos geocronológicos, obtendo idades U-Pb em zircão para amostras do Complexo Cruzeta de 2.7 Ga (com idade modelo T_{DM} 2.8 – 2.7 Ga), representando material juvenil com relação ao Complexo Mombaça que apresenta idades U-Pb de 2.8 Ga (com idade modelo T_{DM} 3.0 – 2.9 Ga) sendo interpretado como originado pela fusão de crosta arqueana mais antiga. Adicionalmente, Silva *et al.* (2002) reportaram metatonalito com idade U-Pb SHRIMP em zircão de 3.27 Ga, sugerindo magmatismo de idade paleoarqueana na região.

2.1.2 Embasamento paleoproterozoico

É representado pela Suíte Metamórfica Algodões - Choró, aflorante na porção central do estado do Ceará, abrangendo as regiões de Choro e Madalena (Martins, 2000).

Arthaud (2007) subdividiu as associações litológicas do Embasamento paleoproterozoico em: 1) Suíte Madalena formada por gnaisses de composição quartzo-dioríticas a tonalíticas e diques microdioríticos que intrudem as rochas do Complexo Cruzeta; 2) Unidade Algodões-Choró constituídas predominantemente por rochas anfibolíticas, leucognaisses, metapelitos, metagrauvas, quartzitos e calcissilicáticas.

Interpretações tectônicas para as associações Paleoproterozoicas consideram os anfibolitos da Unidade Algodões-Choró como remanescentes de platô oceânico acrescido ou basaltos gerados em bacia do tipo *back-arc*, com idade modelo T_{DM} de 2.57 – 2.26 Ga e ϵNd variando de +1.65 a 2.85 (Martins *et al.*, 2009). As rochas dioríticas da região de Madalena mostram deformação incipiente, e idade de cristalização U-Pb em zircão do protólito de 2.2 – 2.1 Ga sugerindo intrusão destas rochas após a deformação/metamorfismo do Complexo Cruzeta (Castro, 2004; Arthaud *et al.*, 2008).

2.1.3 Complexo Canindé do Ceará e Coberturas metassedimentares neoproterozoicas

O complexo Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003) foi subdividido em Complexo Canindé do Ceará e Grupo Ceará por Pinéo *et al.* (2020).

O Complexo Canindé do Ceará é constituído por rochas ortoderivadas e metassedimentares paleoproterozoicas, com idade U-Pb entre 2.05 e 2.16 Ga, sendo composto pela Unidade Cariré caracterizada por granulitos máficos e enderbitos; Unidade Ortognaisse Migmatítico formada por ortognaises e anfibolitos; Unidade Paragnaisse Migmatítico, no geral, com paragnaises e xistos (Pinéo *et al.*, 2020).

As rochas metassedimentares neoproterozoicas constituem as coberturas supracrustais que compreendem as diferentes sequências do Grupo Ceará (CG), e do Grupo Novo Oriente (Cavalcante *et al.*, 2003; Pinéo *et al.*, 2020). Afloram de forma descontínua ao longo do DCC, dispostos a WNW, ESE e a sul do Complexo Tamboril-Santa Quitéria e NNE do Complexo Cruzeta, além de contornar o Complexo Pacatuba-Maranguape definido recentemente por Pitombeira (2019). Em termos litológicos, essa sequência metassedimentar tem predominância de paragnaises migmatizados, quartzitos, anfibolitos, calcissilicáticas, mármore e metarriolitos (Cavalcante *et al.*, 2003; Arthaud 2007).

As supracrustais (neoproterozoicas e paleoproterozoicas) apresentam paragênese, principalmente, em fácies anfibolito superior e mostram foliações de baixo ângulo, típica de tectônica tangencial, por vezes verticalizadas nas proximidades de zona de transcorrência. Estes registros são descritos por Caby & Arthaud, (1986) e Arthaud (2007), como *nappes* que se prolongam ao longo dessas sequências com vergência para SSE, sendo a direção de transporte definida por lineação de estiramento mineral a partir dos marcadores cianita/rutilo, cianita/ortoclásio e sillimanita. Áreas com metamorfismo inverso e presença de granada anfibolitos (retroeclogitos) são interpretadas como associadas à tectônica tipo himalaiana (Caby & Arthaud, 1986; Arthaud, 2007).

Idades modelo Sm-Nd de 2.4-2.2 Ga (Santos *et al.*, 2003; Castro, 2004) nas rochas metassedimentares neoproterozoicas indicam uma maior contribuição do embasamento paleoproterozoico, como fonte para estas supracrustais. Dados isotópicos U-Pb em zircão em metavulcânicas, nos limites da cidade de Independência - CE forneceram idades variando de 772 a 770 Ma (Fetter, 1999; Castro, 2004). Segundo Fetter (1999), estes dados indicam que a deposição dos metassedimentos do GC ocorreu em bacia do tipo retro-arco, possuindo relação genética com o Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Arthaud (2007) obteve idade de 749 ± 5 Ma em granada anfibolito, interpretou como a idade de um evento de rifteamento do

embasamento arqueano/paleoproterozoico e início da sedimentação marinha no GC. Segundo Arthaud (2007) o GC compreende um sistema sedimentar de ambiente do tipo margem passiva, com abertura de oceano iniciando há 850 Ma, com fechamento acompanhado por colisão continental, gerando a deformação e o metamorfismo impostos nas supracrustais supracitadas, o que recolocou as supracrustais tectonicamente sobre as rochas paleoproterozoica da Unidade Algodões.

O Grupo Novo Oriente está localizado na porção SW do DCC, dividido em Formação Bonsucesso, constituída de metassedimentos psamíticos e a Formação Caraúbas de composição de pelítica (Cavalcante *et al.* 2003). A evolução tectônica do Grupo Novo Oriente se desenvolveu a partir de ambiente do tipo margem passiva (Ganade de Araujo *et al.*, 2011).

2.1.4 Complexo Tamboril-Santa Quiteria (CTSQ)

O CTSQ possui um formato de cunha, composto por uma associação anatético-ígnea, cujas sequências migmatíticas variam entre diatexitos e metatexitos, intrudidos por rochas plutônicas sin à tarde deformação brasileira (Ganade de Araujo *et al.* 2014). O complexo foi afetado por tectônica tangencial, caracterizada pela presença de *nappes* associadas às supracrustais, apresentando vergência para SSE similar as encontradas no Grupo Ceará (Arthaud, 2007).

Determinações de U-Pb mostram que os granitoides do complexo possuem idade variando entre 637 e 611 Ma (Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2003; Castro, 2004). Fetter *et al.* (2003) propõem ambiente de arco tipo Andino para o CTSQ. Ganade de Araujo *et al.* (2014) propõem uma evolução policíclica para o CTSQ, cujo estágio final é caracterizado por colisão tipo Himalaiana ocorrida entre 625 e 600 Ma, e subdividiram o CTSQ em quatro unidades: 1) Lagoa Caiçara; 2) Boi; 3) Santa Quiteria e 4) Tamboril.

Os eventos colisionais supracitados são evidenciados por extensa migmatização, resultante de refusão de rochas ígneas e materializados no metamorfismo de ultra-alta pressão (UHP – *Ultrahigh-pressure*) da Zona Eclogítica de Forquilha (ZEF) que se desenvolve em condições termobarométricas de 770 °C e 17.3 kbar, resultados obtidos em retroeclogitos com paragênese Cpx-Na + Prp + Rt + Qz (Santos *et al.*, 2009), idade de cristalização em 1.57 Ga e metamorfismo entre 650 e 615 Ma (Amaral, 2010; Santos *et al.*, 2014; Amaral *et al.*, 2015) na borda oeste do CTSQ. Além de rochas metamáficas situadas na borda leste do complexo com registro P-T de 16-17 kbar e 800 °C (Castro, 2004; Garcia e Arthaud, 2004; Garcia *et al.*, 2006). Metamorfitos de alta pressão/temperatura da Zona Granulítica de Cariré (Gorayeb &

Abreu, 1989), situados a oeste do CTSQ, compostos por granulitos máficos metamorfizados em alta pressão (10.2-13.6 kbar and 750-911 °C), considerando a associação Grt + Cpx + Pl ± Qz ± Rt, e granulitos félsicos metamorfizados em alta temperatura (8.3-9.4 kbar and 804-870 °C), condições fornecidas pela associação Grt + Pl ± Opx ± Cpx ± Qz, com idade de metamorfismo nas rochas metamáficas entre 613 e 544 Ma (Fetter, 1999; Amaral, 2012).

2.1.5 Granitos Pós-Colisionais a Anorogênicos (Ediacarano a Cambriano)

Extensivo magmatismo granítico, mais jovem que os granitoides do CTSQ, compreende granitos tardi-tectônicos com idade em torno de 580 Ma e pós-orogênicos a anorogênicos, com idade de cristalização variando entre 548 e 470 Ma (Sial *et al.*, 1981; Fetter *et al.* 1999; Archanjo *et al.*, 2009). As datações definiram dois episódios magmáticos: o Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (Almeida, 1995) e outro pulso, formado por porções Cambro-Ordovicianas, constituído pelos granitos Mucambo, Meruoca, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas (Sial *et al.*, 1981; Castro, 2004; Archanjo *et al.*, 2009).

2.1.6 Bacias molássicas tardi-brasilianas

As bacias de transição presentes no DCC foram depositadas entre o período final do Neoproterozoico e o Paleozoico, sendo consideradas como molássicas (Parente *et al.*, 2004b). Situam-se ao longo de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, alocadas em estruturas pull-apart, oriundas de reativações das zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Senador Pompeu. São representadas pelas bacias do Jaibaras e Cococi que, no geral, possuem sequências estratigráficas separadas por discordâncias erosivas, sendo preenchidas por materiais sedimentares e/ou vulcanossedimentares, com magmatismo bimodal ocorrendo na Bacia do Jaibaras. A deposição das diferentes sequências formadoras das bacias molássicas e o vulcanismo associado ocorreram entre 560-535 Ma (Parente *et al.*, 2004b).

A Bacia do Jaibaras situa-se nas proximidades das áreas de estudo, tem a deposição de suas sequências relacionadas ao ambiente de *rift/graben* resultante de reativação da zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Parente *et al.*, 2004b; Arthaud, 2007). Apresenta estratigrafia representada da base para o topo, segundo Costa *et al.* (1973) e Cavalcante *et al.* (2003) pelas formações: 1) Massapê composta por brechas e conglomerados polimíticos; 2) Pacujá com rochas pelíticas e psamíticas finas; 3) Parapuí resultante de vulcanismo bimodal de natureza alcalina e toleítica e 4) Aprazível com paraconglomerados e brechas.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos estabelecidos nesta pesquisa, inicialmente foi realizada uma compilação de dados bibliográficos referente à Província Borborema (com ênfase no Domínio Ceará Central) e a geologia local, além de informações planialtimétricas e aerogeofísicas. Realizou-se ainda uma revisão dos temas propostos como: Rochas de alta pressão/temperatura e suas características petrológicas, uso e aplicação da Espectroscopia Ramam na Geologia e em óxidos, química mineral de óxidos, estudos petrológicos com óxidos de Fe-Ti e oxi-termômetros/oxi-barômetros.

Foram realizadas 2 etapas de campo, com duração total de 15 dias, os quais tiveram como objetivo principal a identificação e entendimento do contexto geológico em que se insere afloramentos-chave representativos de rochas de alto grau metamórfico, rochas metamáficas, identificadas através de imagens gamaespectométricas/magnetométricas e dados disponíveis na literatura. Os trabalhos de campo contaram com a colaboração dos professores Dr(a) Afonso Almeida, Ignez Guimarães e Lucilene Santos e do estudante de graduação Dominick Rocha.

A partir das amostras coletadas nas etapas de campo foram confeccionadas um total de 33 lâminas entre delgadas e polidas, com o intuito de descrever e caracterizar de forma detalhada as rochas granulíticas e metamáficas que ocorrem nas áreas de estudo, com ênfase para os óxidos presentes nas mesmas, determinados através de química mineral, além do entendimento geral de suas encaixantes.

3.1 Processamento de dados aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos utilizados pertencem ao Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará, cedidos pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) ao programa de pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará. Os processamentos ocorreram a partir de arquivos em formato GDB utilizando o software OASIS MONTAJ 8.4 da Geosoft, onde foram geradas as imagens magnetométricas e gamaespectométricas.

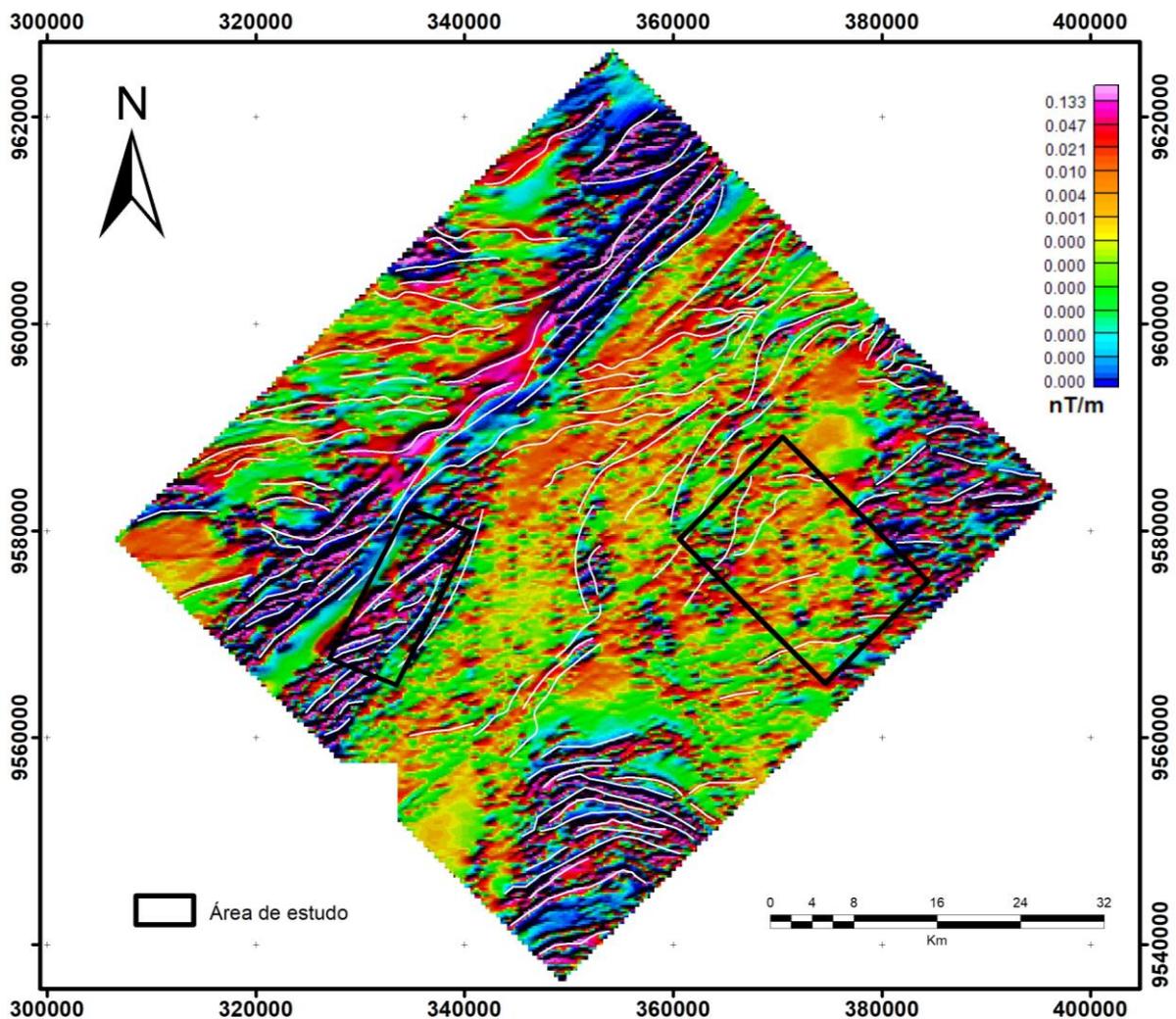
Os procedimentos para processar as informações magnetométricas foram: Os dados aeromagnéticos passaram por interpolação pelo método bidirecional, ação feita sobre o recorte do banco de dados com as delimitações da área de interesse, seguido da correção de ruídos através da técnica de Micronivelamento e posteriormente realizaram-se os cálculos das

Derivadas (dx , dy e dz), Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

O processamento dos dados de gamaespectrometria seguiram procedimentos iniciais similares aos da magnetometria com interpolação realizada pelo método de Mínima Curvatura, usando os canais do K, eU e eTh, criando imagens para estes canais, assim como imagens ternárias RGB e/ou CMY.

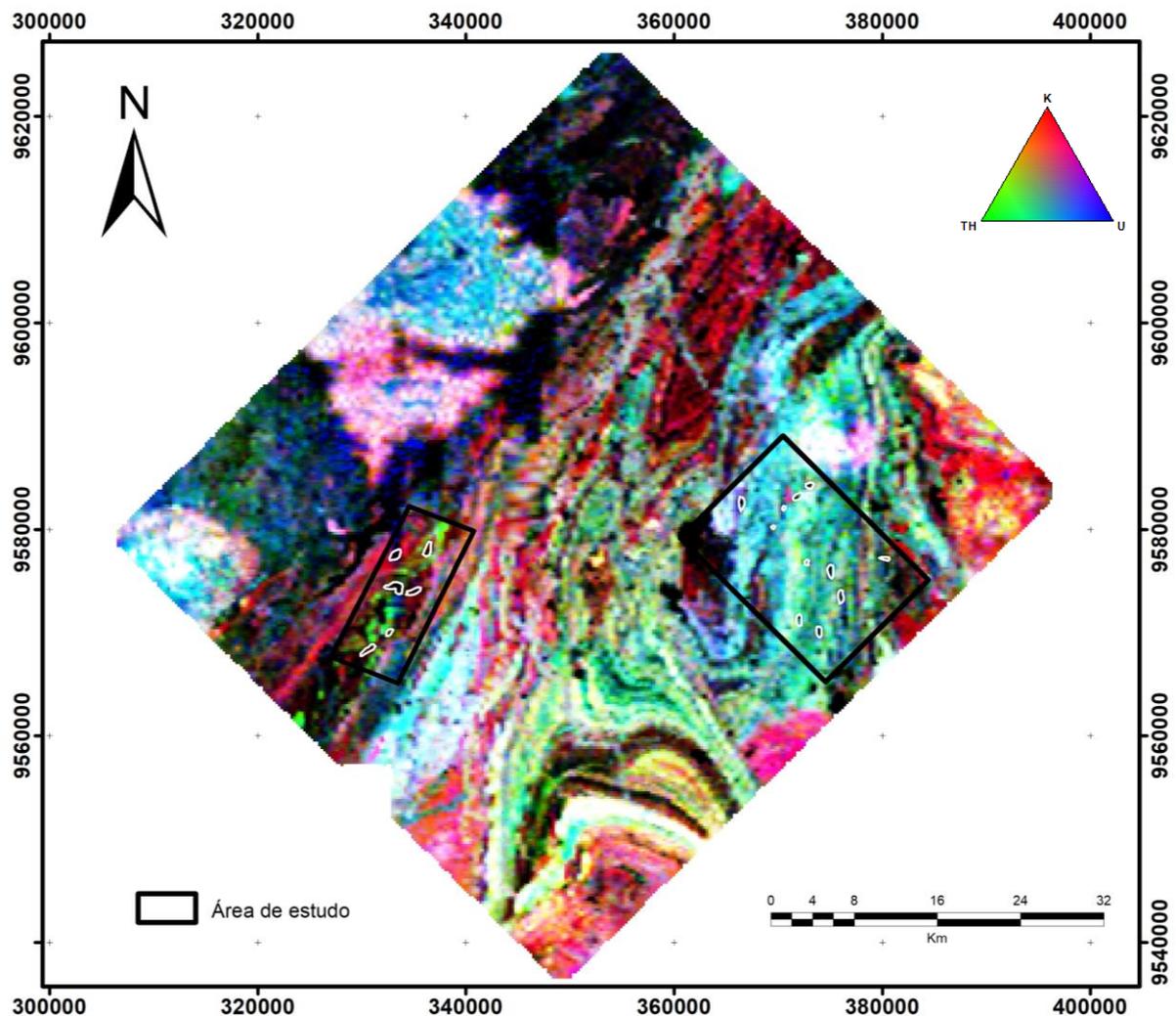
Assim, os dados aerogeofísicos processados foram utilizados como ferramenta complementar aos trabalhos de campo, permitindo melhor visualização de estruturas, entendimento das relações entre os diferentes componentes litológicos e forneceram contribuição determinante para identificar e delimitar corpos de rochas metamáficas (FIGURA 3 e 4).

Figura 3 - Disposição de lineamentos magnéticos sobre a derivada horizontal (y), coincidente com a orientação NE-SW das principais estruturas descritas em campo.



Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 4 - Composição ternária (RGB) processada a partir dos dados gamaespectométricos, com delimitação de porções escuras (baixa contagem dos três radioelementos) coincidentes a corpos de alta concentração em minerais máficos.



Fonte: Elaborada pelo autor

3.2 Espectroscopia Raman

Espectroscopia Raman é considerada um método robusto para caracterização de materiais orgânicos e inorgânicos, de ampla aplicação na determinação de classes minerais, silicatos, carbonatos, sulfetos ou óxidos, (Wang *et al.*, 1994; Wang *et al.*, 2004). O efeito Raman é uma técnica de espalhamento inelástico da luz, a partir da incidência de fótons sobre moléculas, interação que fornece um número de onda diferente do inicial, ocorrendo dispersão dos fótons ao contatar a superfície de um objeto, tendo-se uma diferenciação de energia entre a luz emitida e a luz espalhada. Assim o espalhamento Raman proporciona o acesso a diversos modos de vibração de um dado material, possibilitando a determinação da estrutura e composição da molécula (Smith & Dent, 2005; Amaral, 2017). Desse modo, o espalhamento

Raman é usado para definir a composição do material geológico analisado, no estudo de inclusões minerais, na identificação e caracterização estrutural de um mineral.

As diferentes fases de óxidos de Fe-Ti encontradas em rochas metamáficas das áreas estudadas foram analisadas por espectroscopia Raman a partir de lâminas petrográficas. As análises foram realizadas no Laboratório de Espectroscopia Vibracional Molecular (LEVM), do Departamento de Física, da Universidade Federal do Ceará. Os espectrômetros utilizados contém dispositivo de carga acoplada (*charge coupled device – CCD*) resfriada por nitrogênio líquido: 1) Modelo Labram HR (HORIBA Jobin Yvon), espectros excitados utilizando laser diodo com comprimento de onda de 785 nm, com potência nominal de 20 mW, lentes objetivas Olympus MPlan N de 50x com abertura numérica de 0.75 e distância de trabalho de 0.38 mm e HC PL Fluot AR 50x (*Leica Microsystems*) com abertura numérica de 0.8 e distância de trabalho de 0.5 mm estão acopladas ao espectrômetro sendo usadas para focalizar a superfície das amostras; 2) Espectrômetro triplo modelo T64000 (HORIBA Jobin Yvon), espectros excitados por laser de argônio com comprimento de onda de 514.5 nm; amostras focalizadas por lentes objetivas Olympus MPlan N de 100x, com abertura numérica de 0.9 e distância de trabalho de 0.21 mm. A potência dos lasers foi reduzida para minimizar processos de alteração (oxidação) associados ao ambiente de laboratório de acordo com Bauer *et al.* (2011), sendo usado 25% da intensidade do laser (~5mW) e tempo de exposição de 40s por análise.

3.3 Química mineral

As análises de química mineral foram realizadas na Universidade de Brasília (UnB), Instituto de Geociências, no Laboratório de Microscopia Eletrônica, e na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Departamento de Geologia, no Laboratório de Microscopia e Microanálises em sete seções de lâminas polidas. Utilizou-se em ambos microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy*) e um EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). Operou-se em modo WDS, a coleta dos dados ocorreu através das seguintes especificações: Voltagem de aceleração 20kV e corrente do feixe eletrônico 40nA, tempo de contagem 10s no pico e 5s no *background* e diâmetro do feixe de 1 ou 2 μm . A partir das medidas fornecidas como porcentagem em peso foram calculadas as fórmulas estruturais dos minerais analisados.

Os minerais analisados pertencem ao grupo de óxidos de Fe-Ti, de estrutura ortorrômbica, romboédrica ou do espinélio. Foram analisadas suas soluções-sólidas e

respectivas exsoluções/oxidações quando presentes. Foram determinadas os teores dos elementos maiores e das relações entre as diferentes fases, considerando o sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂, e seguindo as determinações postuladas por Lindsley (1991), além do uso de elementos de transição (Ni, Mn), como marcadores de tendências características. A coleta desses dados permitiu determinar a composição mineral dos óxidos de Fe-Ti, presentes nas rochas metamáficas, das regiões de Cariré e Forquilha, além de fornecer uma indicação de temperatura e fugacidade de oxigênio para estas rochas. Utilizou-se para obtenção dos valores de Fe₂O₃ e fórmulas estruturais o programa AX (Holland & Powell, 2003), determinações de Droop (1987) e planilhas do *Microsoft Excel* no *website GabbroSoft* (disponível em: <https://www.gabbrosoft.org/>). Abreviações de minerais são a partir de Whitney & Evans (2010).

3.4 Oxibarometria

Os cálculos para obtenção de parâmetros termodinâmicos tais como temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio (fO_2) em rochas metamórficas ou ígneas estão ligados às relações de equilíbrio entre as diferentes associações minerais presentes no sistema (rocha), obtidas a partir de geotermômetros e geobarômetros, previamente selecionados, através da medição das composições das fases minerais em coexistência e do uso adequado de modelos de atividade (Spear and Peacock 1989; Lindsley, 1991). As reações químicas que determinam as condições de equilíbrio têm como base a equação:

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K \quad (1)$$

Onde ΔG é a variação da energia livre de Gibbs, R a constante universal dos gases, T temperatura e K a constante de equilíbrio para a equação balanceada.

Nesta pesquisa, aplicou-se o oxibarômetro rutilo-ilmenita (Zhao *et al.*, 1999) e os parâmetros propostos por Tao *et al.* (2017) para determinação da fO_2 em rochas metamáficas, das zonas de alta pressão/temperatura de Forquilha e Cariré. Com essa finalidade foram selecionadas amostras através de caracterização petrográfica e espectroscopia Raman, identificando a coexistência entre essas fases minerais. Barômetros de oxigênio a partir de óxidos de Fe-Ti fornecem indicação confiável das condições de fO_2 apresentadas por rochas mantélicas, assim como para rochas metamórficas formadas em ambientes colisionais

(Lindsley, 1991, Zhao *et al.*, 1999; Tao *et al.*, 2017), podendo caracterizar o estado redox desses ambientes.

A fO_2 baseada no oxi-barômetro rutilo-ilmenita é calculada a partir da equação fornecida por Zhao *et al.* (1999):

$$\begin{aligned} \log fO_2 = & 22.59 - 25925/T - 3.09\log T + 0.0016535P \\ & + 48.836P/T - 4\log a(\text{ilmFeTiO}_3) + 2\log a(\text{IlmFe}_2\text{O}_3) + 4\log a(\text{RtTiO}_2) \end{aligned} \quad (2)$$

Nesta expressão os valores das atividades (a) de FeTiO_3 e Fe_2O_3 são obtidos de acordo com o novo modelo da solução sólida da ilmenita descrito por Guiorso e Evans (2008). De modo que as atividades usadas nos cálculos de fO_2 foram determinadas no programa AX2 (Holland e Powell, 2003), onde o conteúdo de Fe_2O_3 também é calculado, baseado nos modelos de atividade de White *et al.* 2014, considerando as calibrações de Ghiorso e Evans (2008).

4 INSERÇÃO GEOLÓGICA DOS LITOTIPOS ALVOS

Os litotipos alvos desta dissertação, rochas metamáficas situadas nas regiões de Cariré e Forquilha, nas quais os trabalhos de campo e de laboratório realizados nesta pesquisa evidenciam um contexto estrutural arquitetado por movimentos de empurrão e direcionais (*strike-slip*), associado à paragêneses de alto grau metamórfico, em fácies anfibolito superior a granulito principalmente.

4.1 Caracterização Petrográfica

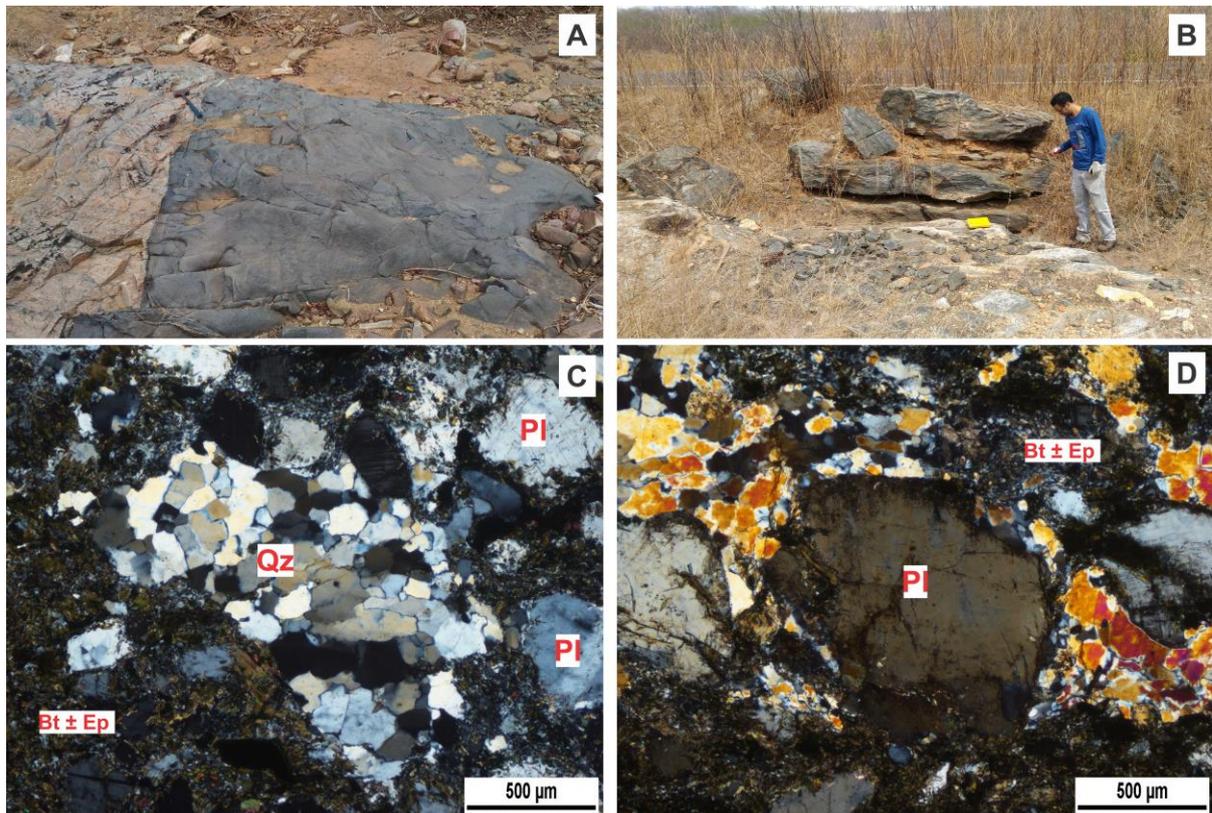
4.1.1 Ocorrências de Cariré

Na região granulítica de Cariré foram identificadas lentes de granulito félsico e rocha metamáfica intensamente retrometamorfisada, suas encaixantes são gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica e granitoides cinza, de granulação fina e cisalhado que por vezes são recortados por diques basálticos (FIGURAS 5A e B), além da presença de supracrustais (metapelitos).

Os gnaisses encaixantes afloram como lajedos de dimensão métrica ou em matações, tem granulação fina a média e chegam a possuir alta concentração de minerais máficos, essencialmente biotita, por vezes estão deformados/cisalhados ou apresentam processos de alteração por epidotização e/ou oxidação. Ao microscópio possuem textura lepidoblástica, marcada pela orientação da biotita, de um modo geral são inequigranulares e variam de subédricos a anédricos. A paragênese mineral é composta por biotita (até 38%), plagioclásio (~26%), quartzo (16%), magnetita (~6%), epidoto (~5%), titanita (~4%), apatita (~3%) e clorita (~2%). Os cristais de biotita de hábito tabular mostram contatos retos a serrilhados (com plagioclásio, no geral), ocorrem em bandas orientadas e/ou como agregados, com frequência apresentam alteração para clorita, ou para uma massa escura disforme (provável liberação de Fe-Mg). O plagioclásio encontra-se saussuritizado, medindo até 3,95 mm, bordas irregulares, maclas afuniladas e descontínuas, além de ocorrer como porfiroblastos incluindo zircão, apatita, minerais opacos e epidoto, podendo localmente apresentar forma sigmoidal ou caracterizar uma textura mortar (FIGURA 5C) evidenciando processos de deformação em regime dúctil e de recristalização. Quartzo apresenta-se fraturado, contatos serrilhados, com frequente extinção ondulante e recristalizado, compondo faixas ou como caudas dos blastos de plagioclásio, caracterizando uma estrutura linear tipo

sombra de pressão (FIGURA 5D). O epidoto ocorre como agregados granulares, a titanita é alaranjada, além de se apresentar em textura coronítica circundando magnetita.

Figura 5 - Modo de ocorrência das rochas encaixantes de lentes granulíticas da região de Cariré e fotomicrografias sob nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*) representativas de suas relações texturais. (A) Contato brusco entre granitoide cinza e dique basáltico; (B) Lajedo e matacões de ortognaisse; (C) Textura mortar em cristais de plagioclásio e grão de quartzo recristalizado (CPL); (D) Porfiroblasto de plagioclásio envolvido por sombra de pressão, com cauda de recristalização (CPL).

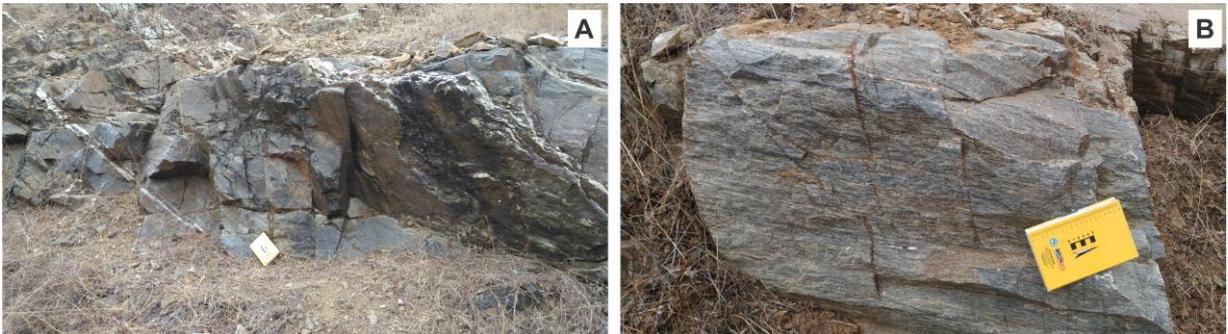


Fonte: Elaborada pelo autor

Granada granulito félsico (enderbito) ocorre como afloramentos métricos, possui estrutura gnáissica e granulação fina (FIGURAS 6A e B). Ao microscópio apresentam textura granonematoblástica (FIGURA 7A) marcada pela orientação de piroxênio. As fases maiores são: quartzo (20-30%), plagioclásio (25-35%), ortopiroxênio (3-15%), clinopiroxênio (7-10%), biotita (10-13%) e granada (até 7%). Ilmenita (~4%) e apatita + zircão + anfibólio + epidoto (2%), constituem as fases acessórias. As biotitas apresentam até 0,2 mm de tamanho, são tabulares ou disformes e ocorrem em duas fases distintas: 1) fase de alta temperatura com coloração vermelha intensa e a 2) gerada a partir da alteração do piroxênio ao longo de suas clivagens ou fraturas, constituindo junto ao anfibólio e a clinozoisita fases retrometamórficas. O ortopiroxênio tem cor incolor a rosado, forma granular/prismática, bordas lobuladas a serrilhadas, com até 0,6 mm de comprimento e altera parcialmente para biotita e/ou anfibólio. Enquanto o clinopiroxênio ocorre como prismas orientados, incolor, 0,75 mm de

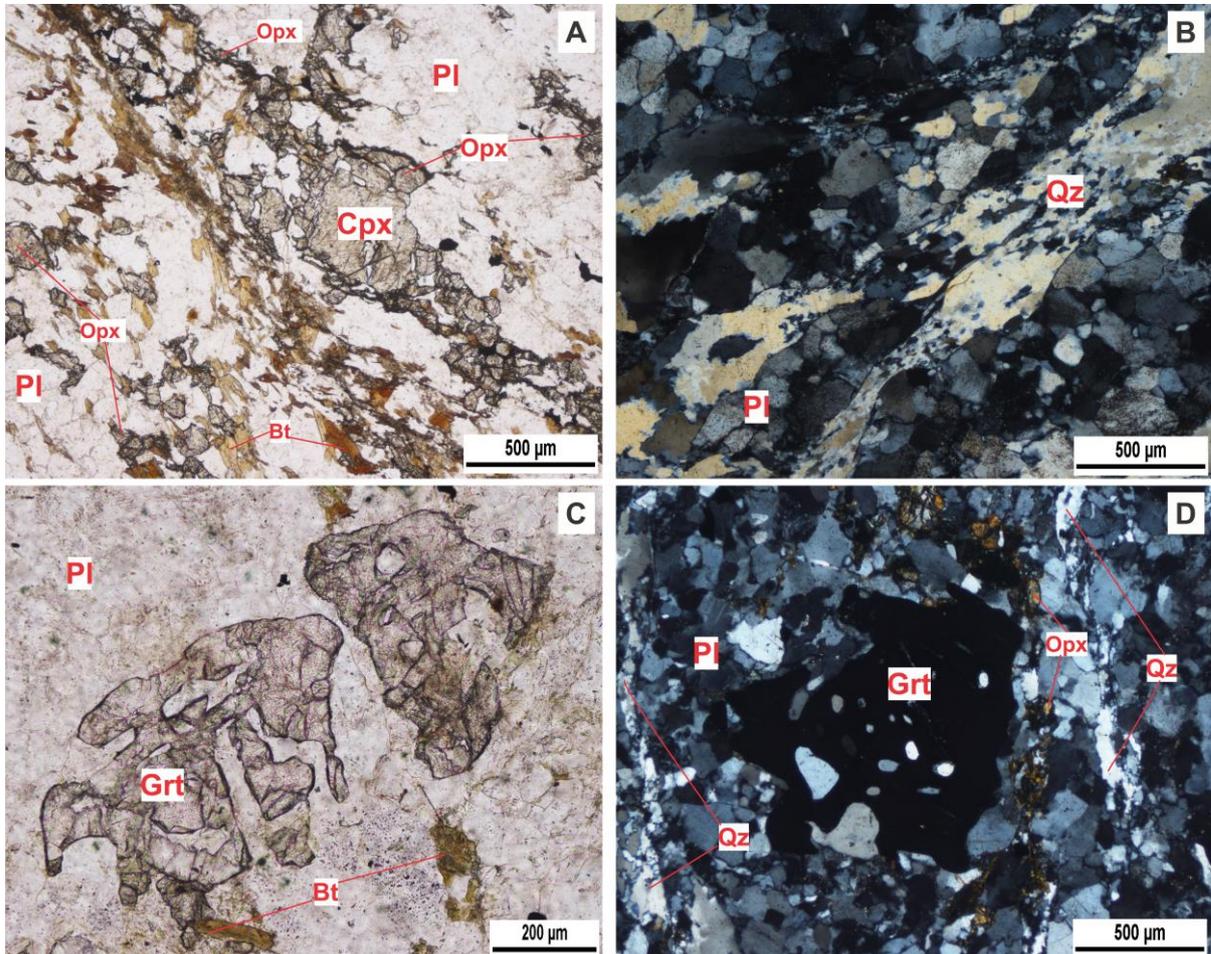
comprimento e altera para biotita, anfibólio e/ou clinozoisita. Os cristais de quartzo ocorrem como grânulos ou estão estirados (FIGURA 7B), possuem até 2,3 mm de tamanho e contatos lobulados a serrilhados, apresentam extinção ondulante e recristalização. O plagioclásio está geralmente associado ao quartzo, tem maclas descontínuas e afuniladas, além de extinção ondulante e por vezes está recristalizado, sublinhando o processo deformacional ao qual a rocha foi submetida. Os porfiroblastos de granada alcançam até 1,25 mm em diâmetro, bordas lobuladas, contém inclusões de quartzo, plagioclásio, zircão e apatita, apresentam estrutura coronítica envoltos por cristais de plagioclásio (FIGURAS 7C e D). Os minerais opacos são compostos essencialmente por grãos de ilmenita, anédricos, de tamanho micrométrico, ocorre como inclusões em plagioclásio e biotita ou entre grãos de plagioclásio e quartzo. É marcante nesta rocha a presença de feições dúcteis, como bandas de deformação e formação de subgrãos de quartzo orientados, progredindo em direção à recristalização dinâmica, caracterizando zona de micro-cisalhamento.

Figura 6 - (A) e (B) Afloramento com dimensões métricas de granulito félsico, apresentando estrutura gnáissica e veios quartzofeldspáticos concordantes a sua foliação.



Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 7 - Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: *plane-polarized light*) e nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*), representativas da associação mineral e das relações texturais dos granulitos félsicos. (A) Textura granonematoblástica marcada pela orientação de ortopiroxênio e clinopiroxênio (PPL); (B) Faixa de alta deformação no sistema sublinhada pelo estiramento do quartzo (CPL); (C) e (D) Porfiroblastos de granada, circundados por plagioclásio e com inclusões de quartzo e plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente).



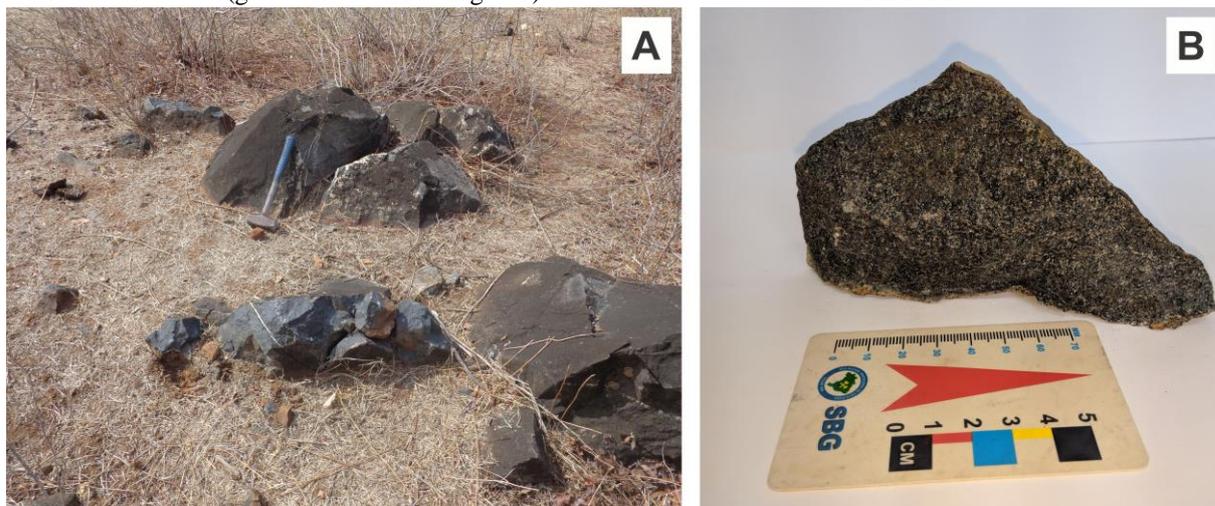
Fonte: Elaborada pelo autor

As rochas metamáficas da região de Cariré ocorrem como matacões ou blocos centimétricos e foram classificadas como granulitos intensamente retrometamorfizados, recrystalizados, em fácies anfibolito (principalmente) e xisto verde, preservando texturas de descompressão que sugerem condições de fácies granulito.

Rocha metamáfica (FIGURAS 8A e B) intensamente recrystalizada com associação mineral sublinhada por Cpx + Grt + Hbl + Pl ± Rt, definida como granulito máfico retrógrado. Apresenta granulação fina a média e composta pelas seguintes fases maiores: anfibólio (37-47%), plagioclásio (20-30%), clinopiroxênio (10-18%) e granada (8-13%); como fases acessórias têm-se: ilmenita (~4%), quartzo (0-2%), magnetita + rutilo + titanita + clorita + apatita + zircão (~1%), em volume. O anfibólio ocorre em três fases: 1) como porfiroblastos subédricos de hornblenda marrom, com até 1,8 mm de comprimento, associado a esta fase tem-se possível substituição desta para clinopiroxênio e plagioclásio (FIGURAS

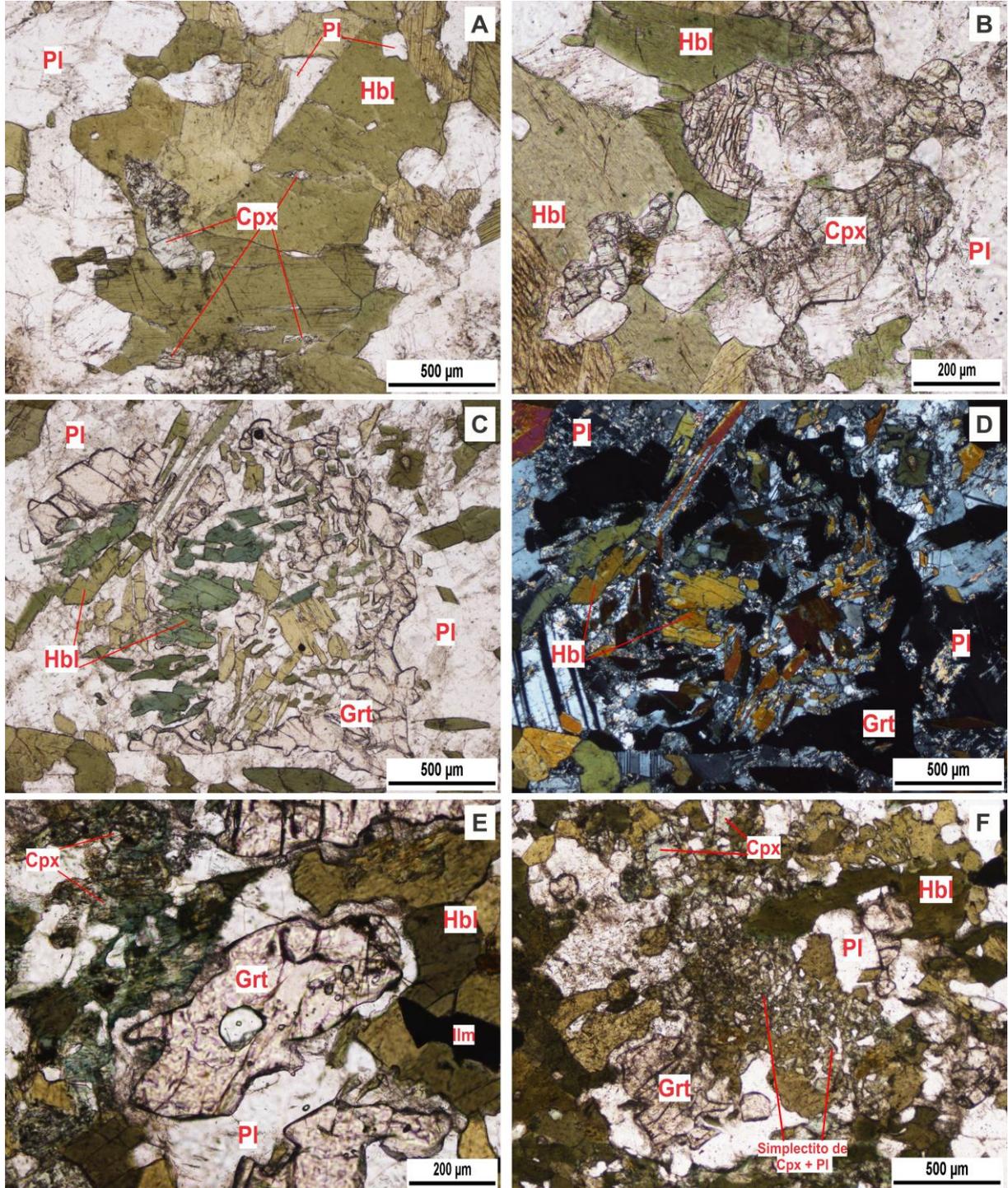
9A e B), principalmente ao longo de suas margens e algumas vezes seguindo os planos de clivagem (?); 2) hornblenda com pleocroísmo de azul esverdeado a marrom, apresentando até 0,5 mm de tamanho, esta fase está associada à desestabilização da granada (FIGURAS 9C e D); 3) hornblenda esverdeada substituindo quase completamente clinopiroxênio, em alguns casos como produto da alteração de granada e porfiroblastos precoces de hornblenda. Granada está presente como poiquiloblastos com até 2 mm de diâmetro, anedral, bordas irregulares de alta instabilidade e substituída por anfibólio ao longo de suas fraturas. Os grãos de granada com frequência são envoltos por plagioclásio (FIGURA 9E), em aspecto anelar, caracterizando estrutura coronítica de alto grau metamórfico, contendo inclusões de quartzo, rutilo, ilmenita, zircão e apatita. Clinopiroxênio exhibe bordas lobuladas a serrilhadas, por vezes está intensamente uralitizado (alterando para anfibólio e/ou clorita) ou formando textura de intercrescimento simplectítica com plagioclásio (apresentando substituição para anfibólio associada) (FIGURA 9F), além de ocorrer em forma prismática, comprimento de até 0,5 mm e contatos lobulados, sendo gerado a partir da quebra do anfibólio (?). O plagioclásio mostra lamelas deformadas, saussuritizado e ocorre entre cristais de clinopiroxênio, granada e anfibólio ou como grânulos em associação com clinopiroxênio. Ocorre ilmenita euédrica a subédrica, inclusa em anfibólio, plagioclásio e granada e com complexa associação multifase composta por óxidos de Fe-Ti e inclusões de rutilo e espinélio, este conjunto apresenta alteração tardia para titanita. Localmente, ocorrem faixas com granulação menor, sugerindo zona de deformação rúptil localizada.

Figura 8 - (A) e (B) Ocorrência de metamáfica da região de Cariré classificada como granulito intensamente retrometamorfizado (granulito máfico retrógrado).



Fonte: Elaborada pelo autor

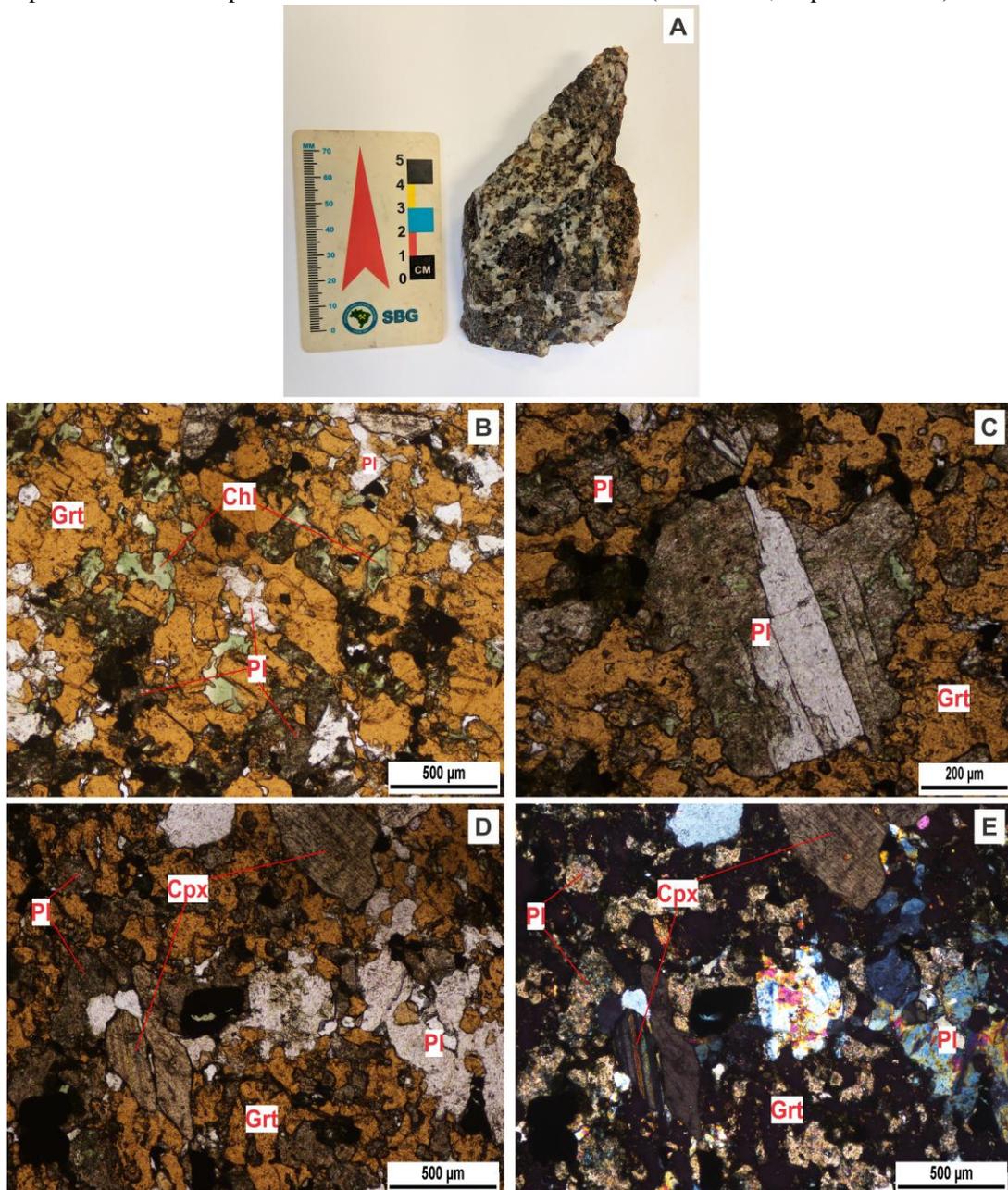
Figura 9 - Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: *plane-polarized light*) e nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*), representativas da associação mineral e das relações texturais do granulito máfico retrógrado. (A) e (B) Possível substituição de hornblenda por clinopiroxênio e plagioclásio (PPL); (C) e (D) Porfiroblasto de granada desestabilizado, com porção interna preenchida por hornblenda e plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente); (E) Granada orlada por plagioclásio e com inclusões de quartzo e zircão (PPL); (F) Sistema com forte uralitização, mas preservando textura simpletítica de clinopiroxênio + plagioclásio (PLL).



Fonte: Elaborada pelo autor

Rocha metamáfica (FIGURA 10A), com forte alteração hidrotermal e associação mineral sublinhada por Cpx + Grt + Pl, definida como granulito máfico intensamente retrorretrometamorfizado. Possui textura granoblástica e composto pela paragênese: granada (~45%), plagioclásio (~28%) e clinopiroxênio (~10%), clorita (~3%), quartzo (~1%), apatita + zircão + anfibólio + clinozoisita (~1%), em volume, e pode chegar a apresentar um conteúdo modal de até 12% em magnetita.

Figura 10 - Amostra de mão granulito máfico retrógrado com alteração hidrotermal e fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: *plane-polarized light*) e nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) Amostra de granulito máfico composta essencialmente por granada + plagioclásio + clinopiroxênio; (B) Espessartita compondo uma massa disforme de grãos interconectados, com plagioclásio saussuritizado ou parcialmente substituído por clorita presente entre os espaços desses cristais (PPL); (C) Porfiroblasto de plagioclásio, parcialmente, saussuritizado (PPL); (D) e (E) Cristais prismáticos de clinopiroxênio com maclas bem desenvolvidas (PPL e CPL, respectivamente).



Fonte: Elaborada pelo autor

Apresenta intensa alteração mostrando uralitização incipiente do piroxênio, saussuritização do plagioclásio, com clorita e epidoto conjunto que caracteriza evento retrometamórfico mais tardio. A granada (espessartita) tem cor laranja intensa (FIGURA 10B), está disposta como uma massa disforme interconectada ou grãos de até 1 mm em diâmetro incluindo poikiliticamente quartzo, plagioclásio e zircão. O plagioclásio ocorre como massa disforme associada a granada ou em blastos com extensa saussuritização (FIGURA 10C). Clinopiroxênio ocorre como cristais prismáticos, com maclas simples e/ou polissintéticas, contatos retos e lobulados, comprimento máximo de 1,15 mm, contendo inclusões de zircão (FIGURAS 10D e E). Clorita e a clinozoisita são geradas a partir da alteração parcial do plagioclásio. Bolsões irregulares de quartzo ocorrem localmente, feição provavelmente relacionada a processo de remobilização e segregação de material félsico.

As rochas metamáficas analisadas na Zona Granulítica de Cariré são caracterizadas pela ocorrência de $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Pl} \pm \text{Rt}$ com ausência de Opx, esta associação pode ocorrer em uma ampla faixa de condições metamórficas, do fácies anfibolito superior ao fácies de transição granulito de alta pressão – eclogito (Pattison, 2003), deste modo a associação clinopiroxênio (diopsídio) + plagioclásio \pm granada não é diagnóstica de fácies granulito. Então na nomenclatura dessas rochas metamáficas não se aplica termos como: 1) anfibolito, pois a associação $\text{Pl} + \text{Hbl}$ não caracteriza o pico metamórfico destas rochas; 2) Granulito *stricto sensu*, pois este termo é usado para rocha metamórfica com ortopiroxênio estável (Winkler, 1976). Apesar da forte recristalização este litotipo ainda preserva raros intercrescimentos simplectíticos de $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hbl}$, além de coronas de plagioclásio em granada, feições característica do estágio pós-pico descompressional que sucede paragênese em fácies granulito, então a denominação mais adequada para essas rochas é granulito intensamente retrometamorfizado em condições de fácies anfibolito (granulito máfico retrógrado) marcado, possivelmente, pelo consumo total de Opx durante o retrometamorfismo.

4.1.2 Ocorrências de Forquilha

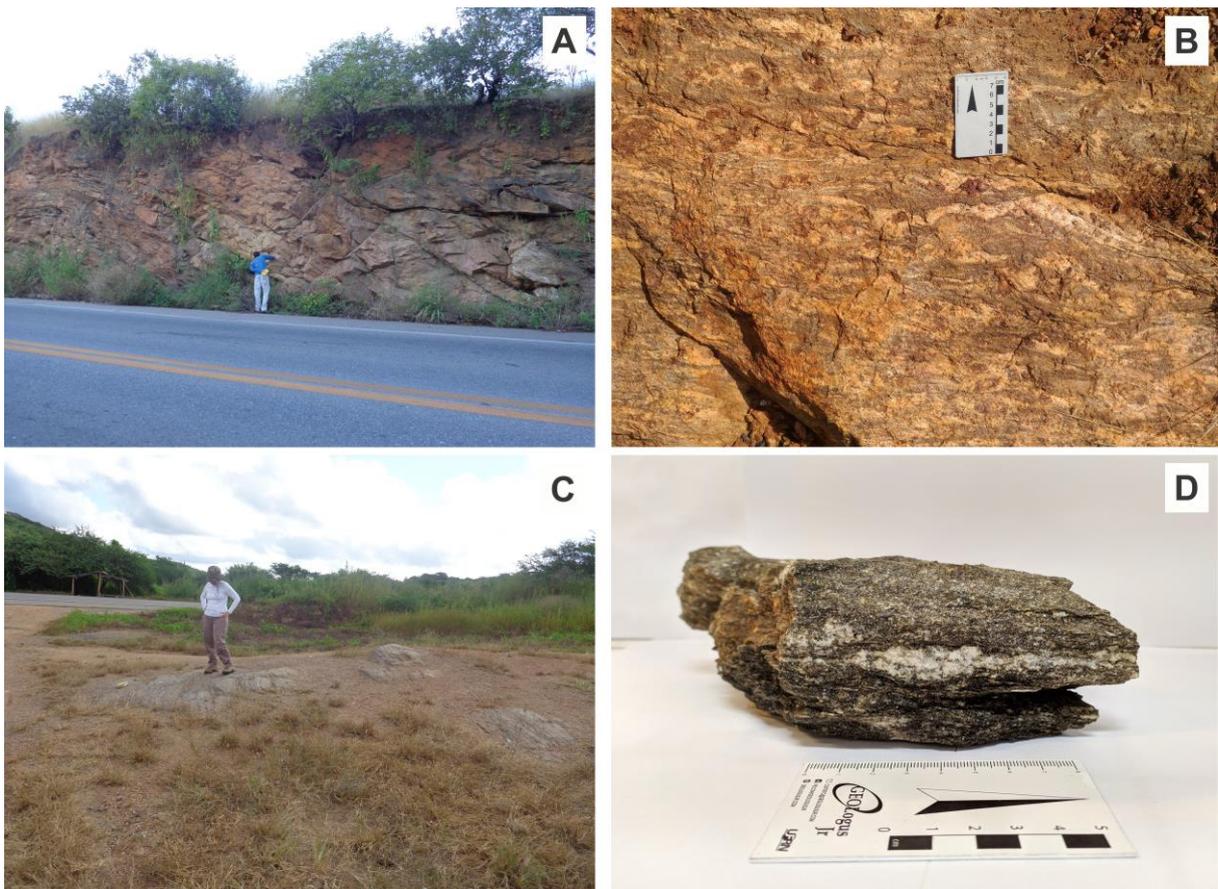
Os corpos de rochas metamáficas, da faixa de alta pressão da região de Forquilha, estão hospedados em rochas metassedimentares de alto grau metamórfico. Nesta pesquisa as ocorrências de rochas metamáficas descritas foram denominadas de retroeclogitos e clinopiroxênio anfibolito, enquanto as rochas encaixantes são formadas por granada granulito (associação de granulito aluminoso), granada-biotita gnaiss e granada-biotita gnaiss com

cianita. Além desses, de forma subordinada, é registrada a presença de migmatitos (diatexitos e metatexitos), augem gnaiss, granitoide cisalhado, com enclave microgranular, lentes de calcissilicáticas e mármore.

Evidências de campo mostram um relevante evento de fusão parcial ao qual a área foi submetida, ligado aos paragneisses os quais apresentam segregação de material félsico e feições que indicam reação de quebra da biotita, gerando a associação granada + feldspato potássico.

Sillimanita-granada-biotita gnaiss e Granada granulito pelítico (FIGURAS 11A, B, C e D), encaixantes das rochas metamáficas, ocorrem em afloramentos de corte de estrada com dezenas de metros, de dimensões centimétricas e em lajedos (métricos), com feições de fusão parcial associada.

Figura 11 - (A) Afloramento do sillimanita-granada-biotita gnaiss em corte de estrada caracterizado por foliação de baixo ângulo; (B) Sillimanita-granada-biotita gnaiss apresentando desordem no bandamento gnáissico e associação típica de granada + feldspato potássico nas faixas félsicas feições sugestivas de fusão parcial; (C) e (D) Aspecto do afloramento rasteiro do granada granulito pelítico e detalhes de amostra marcada pela orientação de sillimanita.

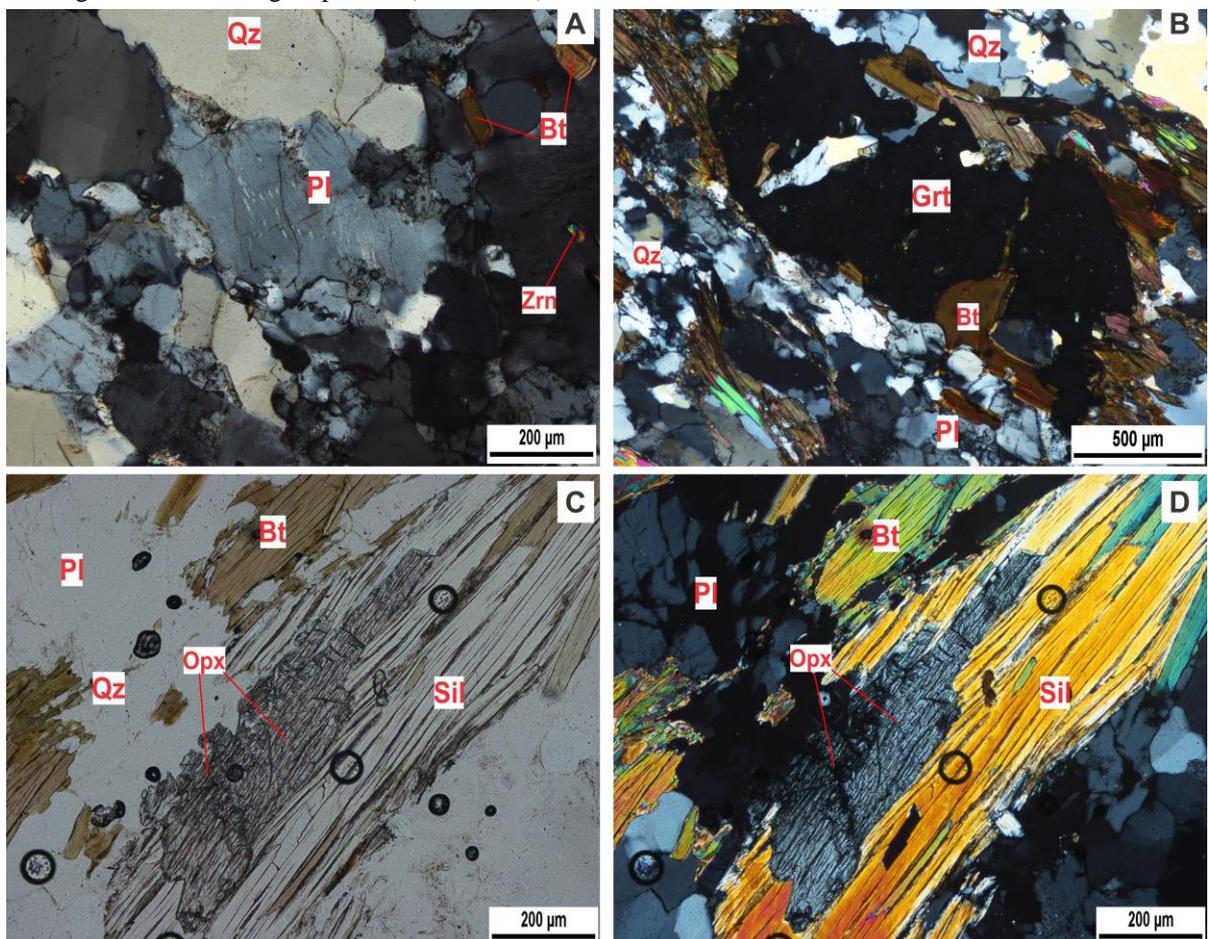


Fonte: Elaborada pelo autor

Ao microscópio, granada granulito pelítico mostra textura granolepidoblástica marcada pela orientação da biotita, inequigranular caracterizado pela associação quartzo (~30%), biotita (~16%), plagioclásio (~14%), granada (~12%), feldspato potássico (~11%),

sillimanita (~10%), opacos (~5%), ortopiroxênio (~3%) e titanita + zircão (~1%). Quartzo ocorre como grânulos, ou inclusos em granada, mostrando bordos lobulado a serrilhado, comprimento de até 1,3 mm, extinção ondulante, por vezes recristalizado ou com estiramento parcial associado. A biotita ocorre em palhetas orientadas marcando a foliação e substituindo granada xenoblástica ao longo de suas bordas, evidenciando ser uma fase retrometamórfica tardia. Plagioclásio (FIGURA 12A) com bordas irregulares, e comprimento de até 0,7 mm mostra frequente exsoluções de feldspato potássico (antipertita). A granada ocorre em cristais de até 8 mm de comprimento, com inclusões de quartzo, plagioclásio, zircão e titanita, frequentemente está circundada e substituída por sillimanita e/ou biotita (FIGURA 12B). Feldspato potássico apresenta um aspecto turvo, sugestivo de argilização, mostra bordas serrilhadas e lamelas de exsolução de plagioclásio (pertita), e corrosão dos bordos por mirmekita.

Figura 12 - Fotomicrografias sob nicóis paralelos (*PPL: plane-polarized light*) e nicóis cruzados (*CPL: cross-polarized light*), representativas da associação mineral e das relações texturais do granada granulito pelítico (A) Plagioclásio com exsolução de feldspato potássico, antipertita (CPL); (B) Granada xenoblástica circundada e substituída parcialmente por biotita, no entorno desta associação ocorre quartzo e plagioclásio recristalizado (CPL); (C) e (D) Reação de quebra do ortopiroxênio para geração de sillimanita, associação representativa de rochas granulíticas de origem pelítica (PPL e CPL).

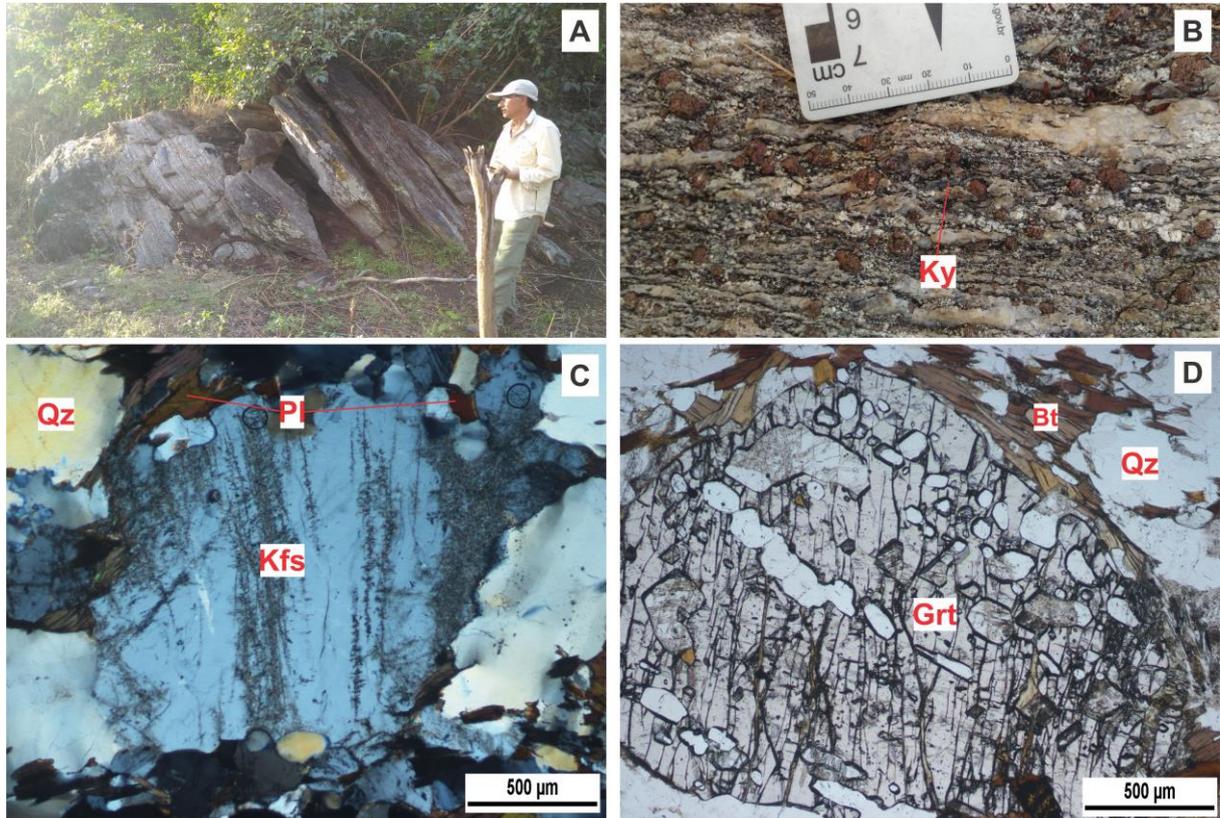


Fonte: Elaborada pelo autor

O ortopiroxênio tem bordas irregulares de alta instabilidade e em processo retrometamórfico quebra para sillimanita (FIGURAS 12C e D), a associação Opx + Qz + Grt define fácies granulito. Tardiamente esse conjunto é alterado de forma incipiente para biotita. Em alguns casos a sillimanita com contatos serrilhados está disposta em agregados fibrosos. Os minerais opacos são subédricos e estão inclusos na granada e feldspato potássico. Ressalta-se que a presença das texturas de exsoluções do tipo pertita e antipertita sugere um sistema de alto grau, em fácies anfíbolito a granulito, que com o decaimento térmico se gera tais feições.

O granada-biotita gnaiss com cianita ocorre em afloramentos métricos e possui granulação grossa (FIGURAS 13A e B). O sistema tem textura lepidogranoblástica, inequi granular e composto por: quartzo (~26%), feldspato potássico (~22%), biotita (~20%), granada (~15%), plagioclásio (~13%), sillimanita (~2%) e cianita + apatita + titanita + zircão + grafita (~2%), em volume. O quartzo possui até 2,8 mm de tamanho, bordas serrilhadas, está estirado, com extinção ondulante e recristalizado. Feldspato potássico (FIGURA 13C) ocorre com forma sigmoidal, alcançando até 1,05 mm em comprimento e com forte argilização presente. A biotita apresenta hábito tabular, 1,1 mm de comprimento, contatos retos a serrilhados, pleocroísmo de vermelho intenso a marrom claro, está associada a granada e feldspato potássico. Poikiloblastos de granada estão circundados por biotita (FIGURA 13D), possuem até 3,5 mm de diâmetro e inclusos por quartzo, plagioclásio, titanita, opacos, biotita e zircão. Plagioclásio tem bordas serrilhadas e maclas deformadas. A cianita é tabular, com até 0,67 mm de comprimento, coloração alaranjada e em suas relações de contato mostra ter formação anterior à biotita. Enquanto a sillimanita é tardia possui aspecto fibroso e a grafita ocorre associada à biotita.

Figura 13 - Aspecto geral do afloramento de granada-biotita gnaiss com cianita e fotomicrografias sob nicóis paralelos (*PPL: plane-polarized light*) e nicóis cruzados (*CPL: cross-polarized light*), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência e detalhe do afloramento com associação granada + feldspato potássico + cianita; (C) Porfiroblasto de feldspato potássico com alteração por argilização e contornado por cristais de biotita (*CPL*); (D) Poikiloblasto de granada com predominância de inclusões de quartzo e plagioclásio, além de estar envolto por biotita (*PPL*).

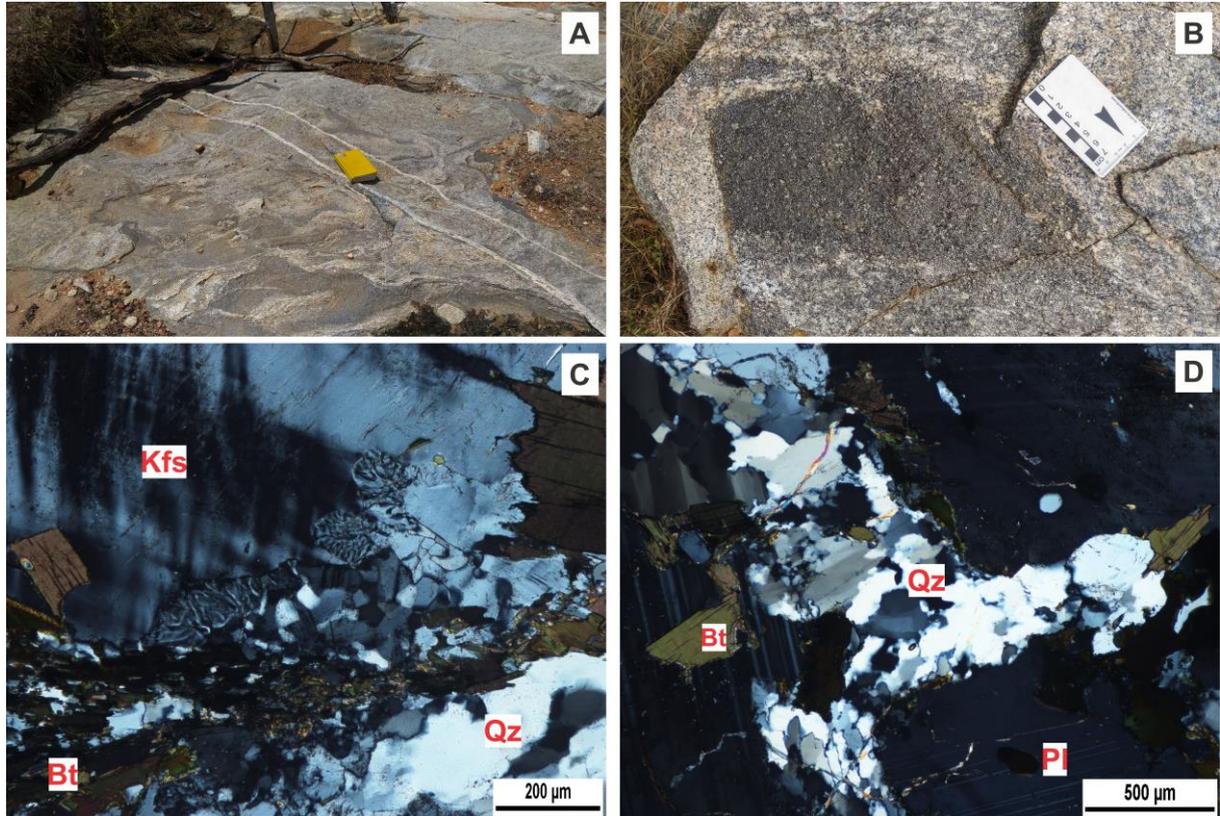


Fonte: Elaborada pelo autor

Os migmatitos ocorrem como diatexitos e metatexitos, afloram em lajedos que podem chegar a dezenas de metros. Os diatexitos contém *clots* de biotita e enclave diorítico (FIGURAS 14A e B). Ao microscópio os diatexitos possuem a seguinte paragênese mineral: plagioclásio (~45%), quartzo (~23%), biotita (~20%), feldspato potássico (~7%), opacos (~3%), ortopiroxênio (~1%) e apatita + zircão (~1%), em volume. Apresenta megaporfiroblastos de plagioclásio, chegam a ter comprimento > 4 mm, saussuritizado, por vezes envoltos por biotita e com maclas deformadas. A biotita é tabular possui dimensões variando de 0,09 a 1,15 mm em comprimento e está associada ao quartzo recristalizado ou contorna cristais de plagioclásio. Porfiroblastos de feldspato potássico com até 1,8 mm, contatos irregulares e textura de intercrescimento mirmequítica presente (FIGURAS 14C). O quartzo tem bordas serrilhadas, está estirado nas faixas de maior deformação, com extinção ondulante e recristalizado (FIGURAS 14D). Ortopiroxênio é granular, com bordas serrilhadas, por vezes com aspecto esquelético e substituição parcial por biotita. Evidências de

campo e análise petrográfica sugerem origem ortoderivada, de composição tonalítica para esse litotipo.

Figura 14 - Aspecto geral do afloramento de diatexito e fotomicrografias sob nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência e presença de enclave diorítico; (C) Presença de mirmequita situada ao longo das bordas do feldspato potássico (CPL); (D) Faixas locais de maior deformação sublinhada pela recristalização do quartzo (CPL).



Fonte: Elaborada pelo autor

As rochas metamáficas (FIGURAS 15A e B) da região de Forquilha ocorrem como lentes de dimensões métricas e foram classificadas como retroeclogito, com forte recristalização em condições de fácies anfíbolito (principalmente) a fácies xisto verde, preservando elevada quantidade de texturas de descompressão feições que o caracteriza, além deste ocorre clinopiroxênio anfíbolito.

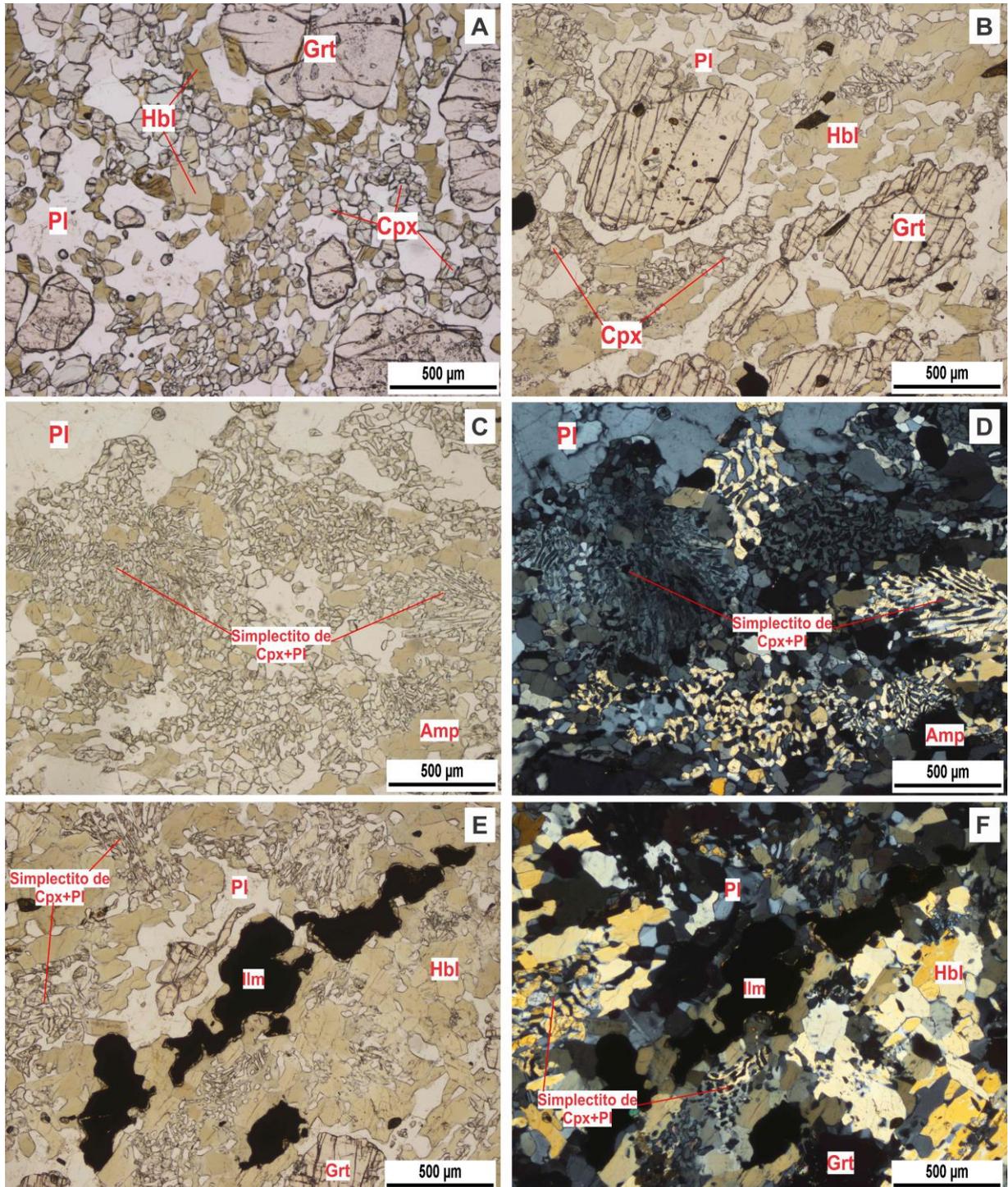
Figura 15 - (A) e (B) Aspecto geral das ocorrências de rochas metamáficas na região de Forquilha e detalhe da amostra de mão rica em clinopiroxênio e granada.



Fonte: Elaborada pelo autor

Ao microscópio o retroeclogito apresenta granulação fina a média e composição modal definida por granada (30-35%), hornblenda (25-28%), clinopiroxênio (15-20%) e plagioclásio (10%). Quartzo, ilmenita, magnetita, apatita, zircão, titanita e epidoto ocorrem como minerais acessórios. A matriz da rocha é dominada por grãos granoblásticos de clinopiroxênio. Poikiloblastos de granada apresentam até 1,3 mm de diâmetro, frequentemente são bordejadas por plagioclásio, com aspecto anelar, caracterizando textura coronítica (FIGURAS 16A e B), contém inclusões de quartzo, clinopiroxênio, titanita, ilmenita e zircão. A hornblenda ocorre geralmente associada a intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio ou em forma de coronas circundando grãos de granada, posterior a textura coronítica de plagioclásio. O clinopiroxênio frequentemente apresenta aspecto vermiforme, constituindo simplectitos de clinopiroxênio + plagioclásio ou simplectitos de clinopiroxênio + plagioclásio \pm hornblenda, feição típica de textura de decompressão que possivelmente representa pseudomorfos de onfacita (FIGURAS 16C e D). Processos de alteração tardios são evidenciados pela substituição do clinopiroxênio para anfibólio, além da ocorrência de titanita como coronas em ilmenita ou substituindo óxidos de Fe-Ti. Quartzo no geral ocorre como inclusão em granada. Enquanto a ilmenita possui inclusão de rutilo e está incluída no anfibólio, plagioclásio e granada.

Figura 16 - Fotomicrografias sob nicóis paralelos (PPL: *plane-polarized light*) e nicóis cruzados (CPL: *cross-polarized light*), representativas da associação mineral e das relações texturais do retroeclogito. (A) e (B) Clinopiroxênio de aspecto granoblástico e estrutura coronítica de plagioclásio em granada (PPL); (C) e (D) Textura simplectítica de clinopiroxênio + plagioclásio (PPL e CPL, respectivamente); (E) e (F) Coronas de titanita em ilmenita (PPL e CPL, respectivamente).

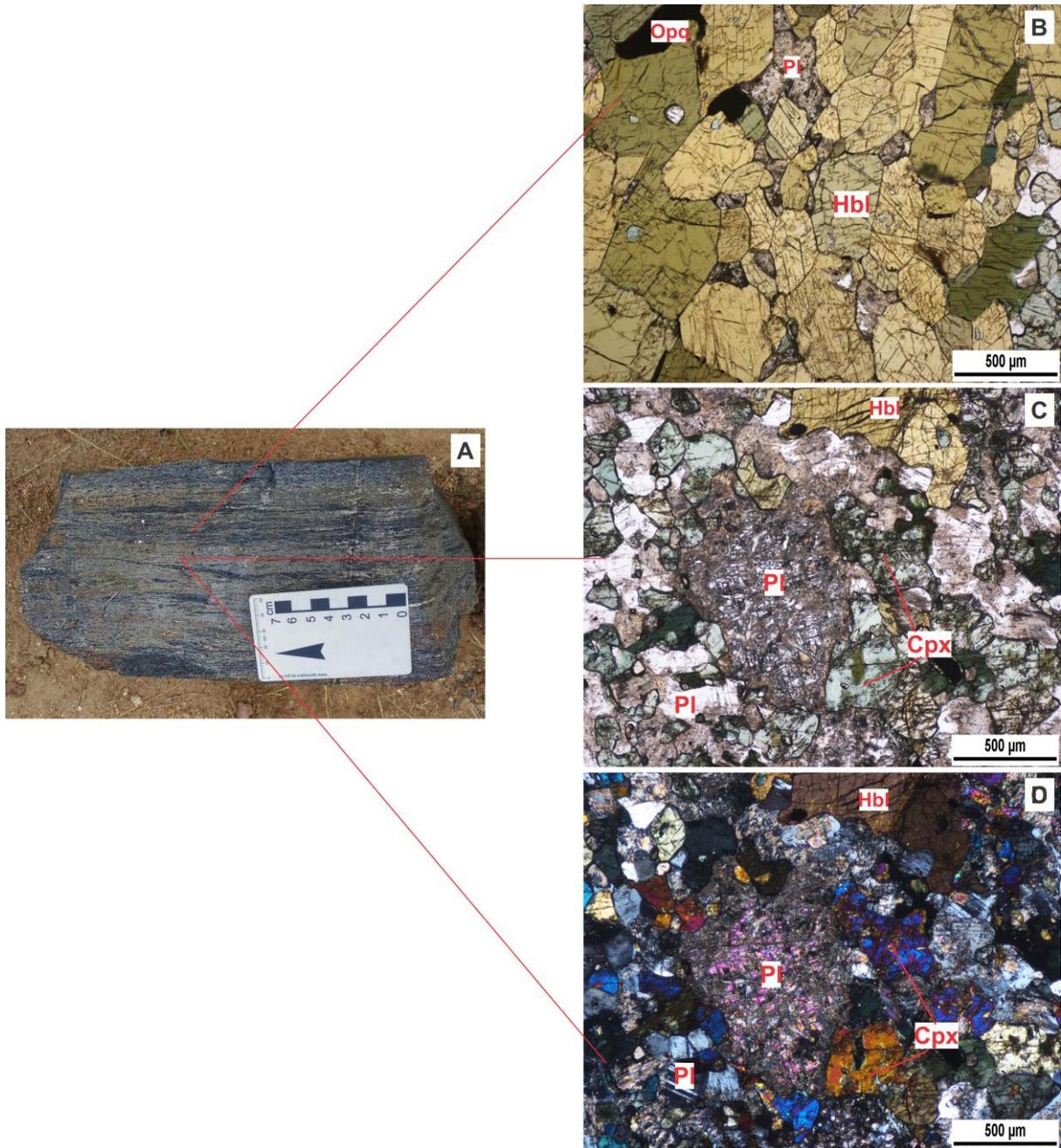


Fonte: Elaborada pelo autor

Anfibolitos de granulação fina a média ocorrem de duas formas: 1) maciços e 2) bandados. Essas lentes são definidas como clinopiroxênio anfibolito e estão dispostas em afloramentos de dimensões centimétricas a métricas, ou em blocos centimétricos.

Os corpos bandados de clinopiroxênio anfibolito apresentam faixas heterogêneas tanto em termos de espaçamento variando de milimétrico a centimétricos, quanto mineralógico marcado pela alternância de níveis ricos em hornblenda, com níveis ricos em plagioclásio e clinopiroxênio (FIGURA 17A). Possuem textura granonematoblástica e são compostos por hornblenda (~41%), plagioclásio (~35%), clinopiroxênio (~15%) e até 3% de carbonatos. Como fases acessórias apatita, zircão, opacos, epidoto e titanita. Esse litotipo mostra alternância de bandas bem definidas (FIGURAS 17B, C e D), uma formada quase que exclusivamente por hornblenda prismática de até 1,35 mm de comprimento, com pleocroísmo variando de marrom claro a marrom esverdeado, e raros grãos intersticiais de plagioclásio intensamente saussuritizados; a outra banda com plagioclásio em maior quantidade parcialmente saussuritizado, que por vezes formam junção tríplice, e clinopiroxênio com forte alteração para anfibólio de pleocroísmo verde azulado a verde cana. Carbonatos ocorrem como vênulas que recortam as demais fases e minerais opacos ocorrem inclusos em plagioclásio e clinopiroxênio, ou frequentemente bordejados por titanita. Apesar do contexto de inserção desse litotipo associado a rochas metassedimentares e sua estrutura bandada sugerir intuitivamente uma origem paraderivada, a associação mineralógica nesta rocha não permite tal afirmação uma vez que não é observado relações mineral-textural como epidoto, feldspato potássico ou muscovita em contato com clinopiroxênio ou com clinopiroxênio + carbonato. Então duas interpretações são possíveis para derivação deste litotipo (?), resultar do metamorfismo de rocha piroclástica (metatufo) ou trata-se de rocha ortoderivada fundida onde no sistema analisado as camadas formadas essencialmente de hornblenda \pm plagioclásio devem representar o resíduo da fusão (melanossoma) e nos bandamentos constituídos pela associação clinopiroxênio + plagioclásio, o Cpx possivelmente seja uma fase peritética e Pl represente o leucossoma, assim são necessários estudos específicos para resolução deste problema.

Figura 17 - Aspecto geral e fotomicrografias sob nicóis paralelos (*PPL*: *plane-polarized light*) e nicóis cruzados (*CPL*: *cross-polarized light*) do clinopiroxênio anfibolito bandado, representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) Ocorrência do corpo anfibolítico bandado com níveis milimétricos a centimétricos; (B) Nível composto essencialmente por grãos de hornblenda marrom (*PPL*); (C) e (D) Zona dominada por cristais de plagioclásio saussuritizados e clinopiroxênio alterando para anfibólio (*PPL* e *CPL*, respectivamente).

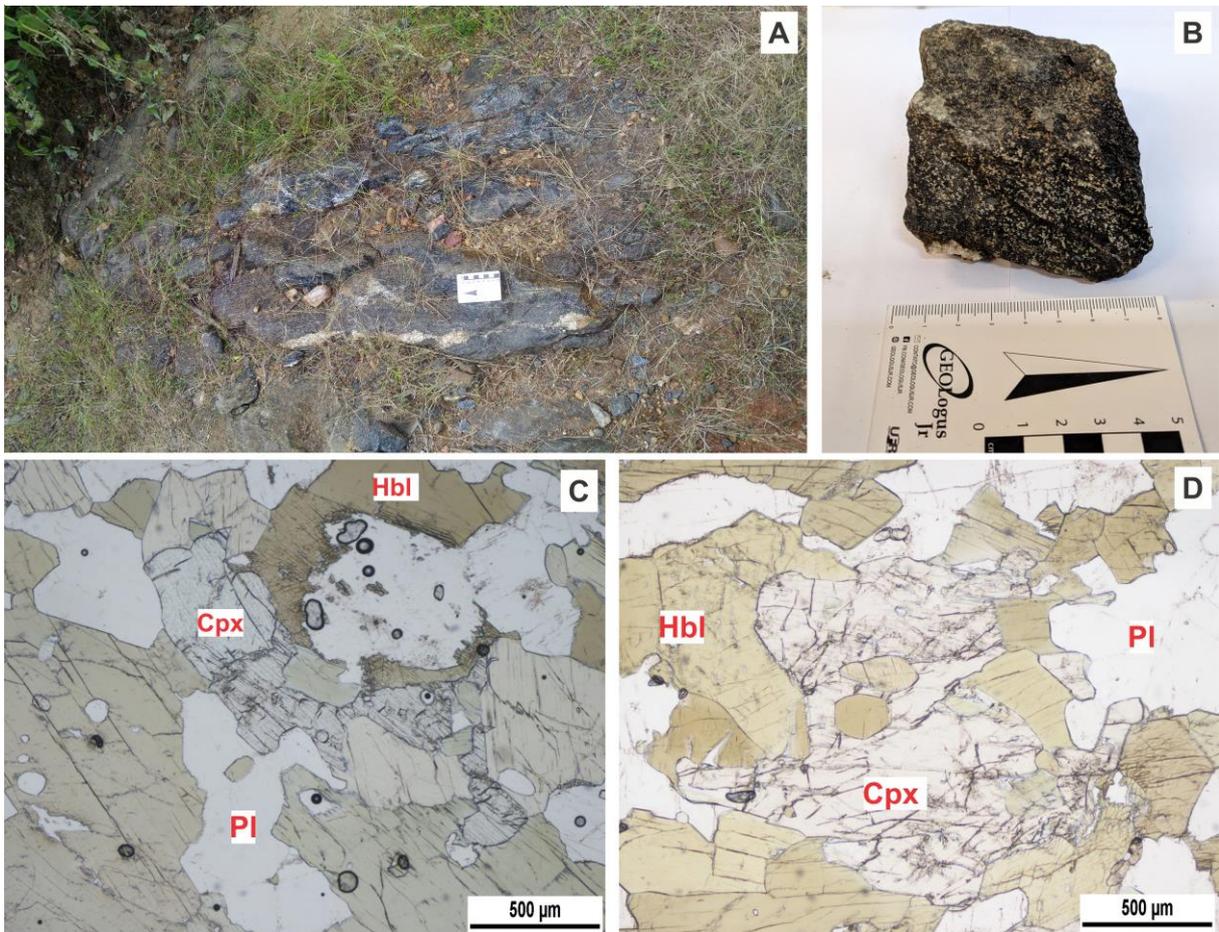


Fonte: Elaborada pelo autor

Os corpos maciços de clinopiroxênio anfibolito (FIGURAS 18A e B) apresentam textura granoblástica granular e composição modal formada por hornblenda (~50%), plagioclásio (~26%), clinopiroxênio (~16%), epidoto (~6%), quartzo + apatita + rutilo + zircão (~2%). A hornblenda marrom é dominante na associação mineral, apresenta bordas lobuladas a serrilhadas, comprimento de até 1,7 mm, é incluída por plagioclásio e quartzo e ao longo de seus contatos é comum à ocorrência de agregados de epidoto. Clinopiroxênio é

xenoblástico, com até 1,8 mm de comprimento, ocorrem em contato com hornblenda e plagioclásio ou incluso em hornblenda (FIGURAS 18C e D). O plagioclásio ocorre entre os grãos de hornblenda, possui maclas descontínuas e saussuritização incipiente.

Figura 18 - Aspecto geral do clinopiroxênio anfibolito e fotomicrografias sob nicóis paralelos (*PPL: plane-polarized light*), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Modo de ocorrência dos corpos anfibolíticos maciços e detalhe da amostra com orientação de plagioclásio; (C) e (D) Clinopiroxênio em contato estável e incluso em hornblenda, respectivamente (CPL).

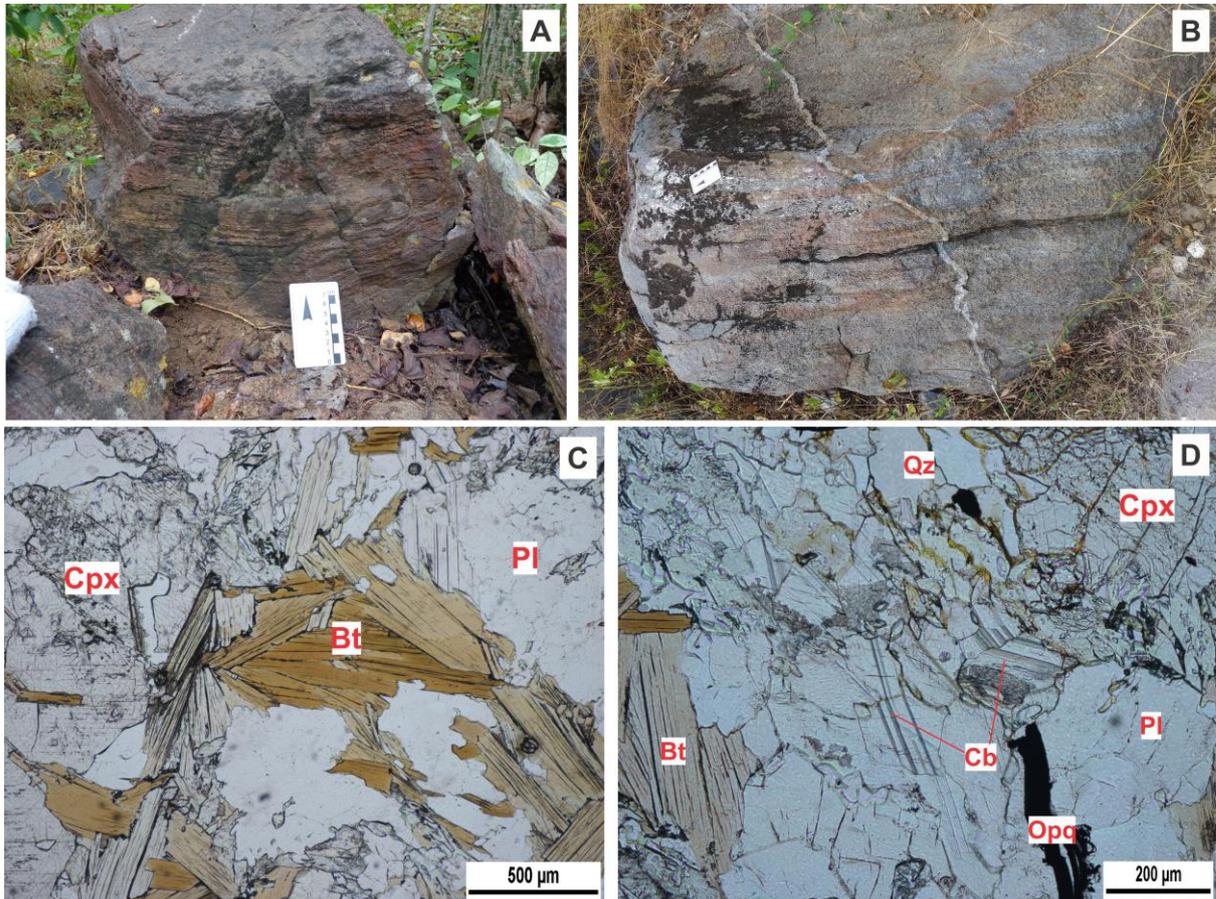


Fonte: Elaborada pelo autor

Rochas calcissilicáticas com granulação média a grossa e frequentemente bandada, ocorrem como lentes inseridas nas rochas metassedimentares (FIGURAS 19A e B). Ao microscópio mostram textura granolepidoblástica marcada pela orientação de biotita e paragênese mineral composta por clinopiroxênio (~43%), biotita (~20%), plagioclásio (~17%), quartzo (~10%), carbonato (~5%), minerais opacos (~4%) e apatita + zircão + anfibólio (~1%). Biotita ocorre como palhetas tabulares ou agregados radiais, ou como fase tardia substituindo clinopiroxênio. Plagioclásio apresenta contatos serrilhados, aspecto de cominuição e saussuritização. Clinopiroxênio, com até 2 mm em comprimento, mostra bordas serrilhadas, parcialmente substituído por biotita e/ou anfibólio. O quartzo mostra extinção ondulante e recristalização e os carbonatos estão associados ao plagioclásio e clinopiroxênio.

As principais diferenças desse litotipo para o retroeclogito se dar pela presença de biotita, conteúdo de carbonatos e ausência de textura de intercrescimento simplectítica.

Figura 19 - Aspecto geral das calcissilicática e fotomicrografias sob nicóis paralelos (*PPL: plane-polarized light*), representativas da sua associação mineral e das relações texturais. (A) e (B) Matacões bandados de calcissilicáticas; (C) Agregados de biotita, por vezes de aspecto radial, associada à clinopiroxênio (*PPL*); (D) Ocorrência de carbonato no sistema (*PPL*).



Fonte: Elaborada pelo autor

As rochas metamáficas da Zona Eclogítica de Forquilha com abundantes feições de descompressão é classificada na literatura como granada-clinopiroxênio anfibolito (retroeclogito) por Santos et al. (2009). Na petrografia desta pesquisa ficou evidente que este litotipo não pode ser denominado de anfibolito tanto pela sua composição modal (visto que as fases hornblenda + plagioclásio raramente alcançam 40% da moda da rocha), quanto pelo fato da associação Hbl + Pl não caracterizar o auge do metamorfismo nesta rocha. Então a nomenclatura mais adequada para esse litotipo é retroeclogito, constituído predominantemente por pseudomorfos de onfacita. A principal diferença textural dos retroeclogitos para as ocorrências de Cariré está na quantidade e intensidade das feições de descompressão (simplectitos e coroas de plagioclásio em granada), na Zona Granulítica de Cariré são raras e o grau de anfibolitização é maior.

4.2 Estrutural

A zona de ocorrência das rochas granulíticas da região de Cariré possui movimentos direcionais (*strike-slip*) bem delineados com foliação apresentando direção NE-SW e mergulho subvertical (70-80°) com variação de sentido SE/NW. As encaixantes estão intensamente modificadas, sendo marcadas por processos deformacionais dúcteis com presença de milonitos, sigmoides e dobras intrafoliais ou rúpteis definidos por cataclasito, juntas, sistema de fraturas de Riedel e fraturamento hidráulico, respectivamente em nível estrutural inferior e superior.

Na região de Forquilha a faixa de ocorrência das rochas metamáficas apresenta um contexto estrutural arquitetado por movimentos de empurrão, recortado por transcorrências posteriores, onde as análises estruturais ocorreram sobre as rochas metassedimentares encaixantes. A área de pesquisa apresenta estruturas dúcteis como sigmoide do tipo sigma ou delta, lineação mineral, milonitos, planos S-C, dobras de arrasto e intrafoliais, além de deformação rúptil representada por juntas, veios e brechas. A foliação principal tem direção média próxima a N-S (com variação geral de N10W – N20E), com baixo ângulo de mergulho de 25° a 40° para ESE, enquanto as lineações de estiramento mineral apresentam baixo ângulo de mergulho com caimento (15° – 30°) para SE, em alguns casos o *plunge* (mergulho de 20° – 40°) está para NE. As lineações (Lx) são do tipo *down-dip* definidas pela orientação de sillimanita, feldspato e micas, associada ao sistema no qual estas feições lineares estão presentes existe a presença de indicadores cinemáticos, como sigmoides e principalmente estruturas S-C, que sugerem sentido de topo para NW à movimentação dos falhamentos inverso e por vezes é registrada uma mudança de movimento onde o sentido de topo está para SW. As zonas de cisalhamento transcorrentes presentes possuem cinemática dextral ou sinistral com orientação geral N-S, NW-SE e NE-SW e mergulho subvertical (60° a 85°) para ESE ou NE. A cinemática foi definida utilizando planos S-C, dobras de arrasto, porfiroclastos de feldspato e porfiroblastos de granada sigmoidais, sendo em alguns afloramentos registrada a ocorrência de cinemática sinistral posterior a dextral.

4.3 Evolução metamórfica

Na região granulítica de Cariré, as paragêneses dos litotipos alvos são compostas: no granada granulito félsico por ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo ± clinopiroxênio ± granada; no granulito intensamente retrometamorfizado (granulito máfico retrógrado) por

rutilo + quartzo ± granada ± clinopiroxênio ± ilmenita. A literatura para esta área retrata de forma sistemática processo retrometamórfico dominante (Gorayeb & Abreu, 1989; Nogueira Neto 2000; Amaral, 2010; Amaral *et al* 2012), mas não existe registro ou caracterização de subsequente superposição metamórfica após a etapa de exumação associado a essas rochas granulíticas. As análises petrográficas no granulito máfico retrógrado mostram que além do retrometamorfismo principal, marcado por processos de desestabilização ou reacionais, caracterizado por estrutura coronítica nas quais porfiroblastos de granada são orlados por plagioclásio e textura de intercrescimento simplectítica de clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda que representaria pseudomorfos de onfacita (feições que sugerem reequilíbrio mineral e textural), ocorre subsequente superposição metamórfica sublinhada pela quebra do anfibólio com substituição de hornblenda por clinopiroxênio e plagioclásio (?) (FIGURAS 9A e B). Esta textura é similar às identificadas nas rochas metamáficas de Thor Range (Bucher e Frost, 2006), as associações mineralógicas mostram que este episódio é posterior à etapa de retrogradação principal. Assim, são documentados evento de alta pressão/temperatura marcado por raras texturas de descompressão, dados termobarométricos sobre rochas metamáficas (variação de 10.2 a 13.6 kbar e 750 a 911°C) dessa região apresentados por Amaral *et al.* (2012) dão suporte a esse registro de alta pressão, processo retrometamórfico principal que continua até condições de fácies anfibolito. Subsequente a este estágio ocorre superposição metamórfica em condições de baixa pressão (?), evento que é proposto a partir da caracterização de relações minerais e texturais indicativas no mínimo da transição fácies anfibolito alto-granulito (Bucher e Grapes, 2011). Além de estágio retrometamórfico mais tardio, caracterizado pela formação de actinolita, clorita, epidoto e titanita, em fácies xisto verde.

Na região de ocorrência das rochas metamáficas de Forquilha as paragêneses dos litotipos alvos são compostas: no retroeclogito por clinopiroxênio + granada + rutilo + quartzo; no anfibolito bandado e maciço por hornblenda + plagioclásio ± clinopiroxênio ± rutilo; com relação às encaixantes, no granulito pelítico tem-se ortopiroxênio + quartzo + granada e no granada-biotita gnaiss com cianita por feldspato potássico + granada + cianita. As relações minerais e texturais no retroeclogito evidenciam evento retrometamórfico principal sublinhado por simplectitos de clinopiroxênio + plagioclásio ± hornblenda ± quartzo (pseudomorfos de onfacita) e estrutura de corona formada por porfiroblasto de granada orlado por plagioclásio. O processo de descompressão em alto grau metamórfico no retroeclogito é intenso e o caracteriza, de modo que as feições de desestabilização (simplectíticas e coroníticas) dominam esta rocha, esse conjunto evidencia condições de estágio pós-pico

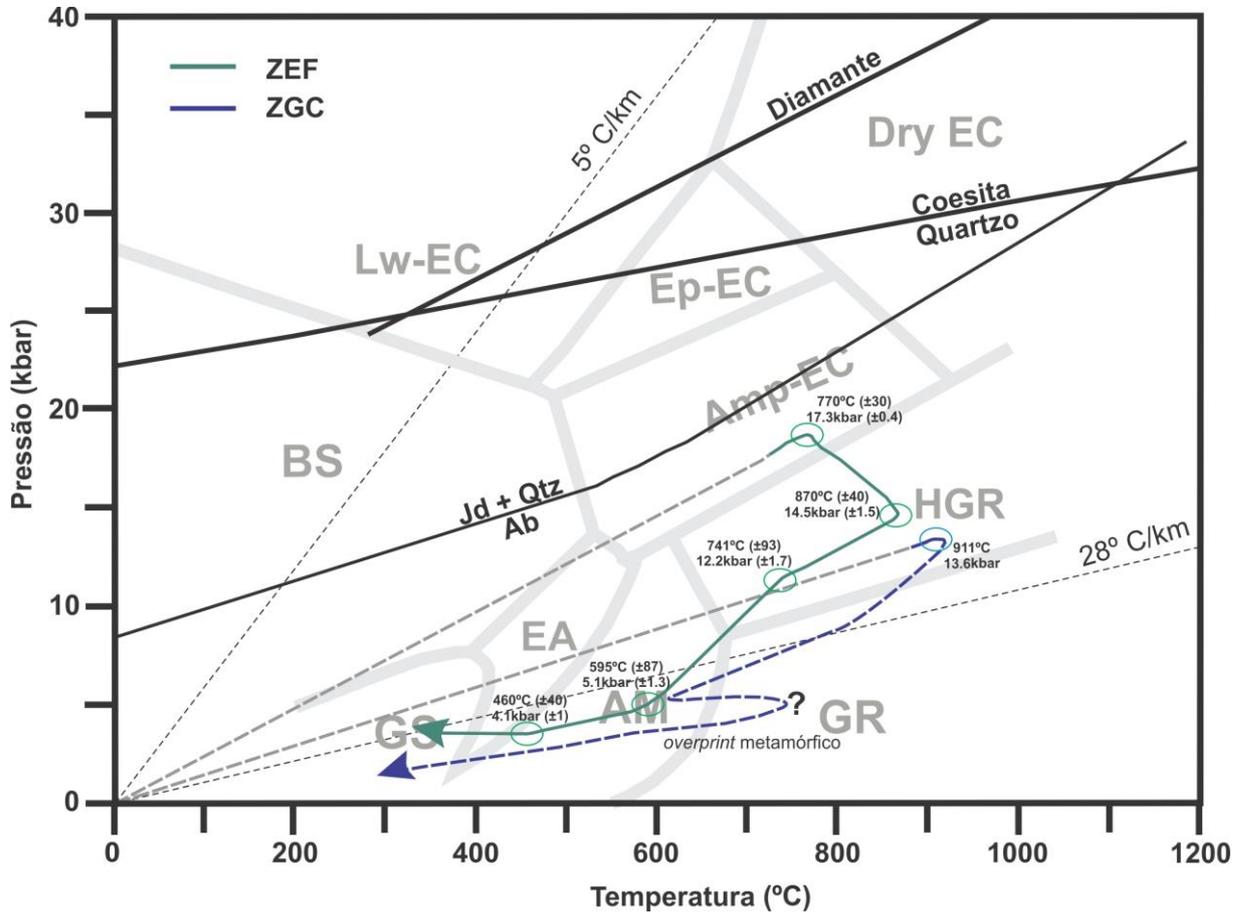
descompressional que em processo retrometamórfico alcança à fácies anfibolito e sucede uma assembleia formada em fácies eclogito. Associação mineralógica que confirma se tratar de um retroeclogito, fato corroborado por condições termobarométricas em 770°C e 17.3 kbar (Santos *et al.*, 2009) e inclusão de coesita em granada (Santos *et al.*, 2015) que comprovam um sistema inicial de alta a ultra-alta pressão. Condições retrometamórficas mais tardias em fácies xisto verde são evidenciadas pela ocorrência de titanita, epidoto, carbonato e anfibólio. Ainda ao longo da faixa de alta-pressão de Forquilha é registrada a ocorrência de granulito pelítico caracterizado pela associação ortopiroxênio + quartzo + granada, sistema que é característico de metamorfismo de alta temperatura.

Dessa forma, as análises em rochas metamáficas indicam uma evolução metamórfica polifásica (Figura 20) para ambas as áreas-alvo desta pesquisa, com as seguintes etapas:

- a) Zona Granulítica de Cariré: 1) Pico metamórfico em fácies granulito representada pela paragênese $Rt + Qz \pm Grt \pm Cpx \pm Ilm$, em condições de alta pressão e temperatura; 2) Processo de retrogradação ocorre até a fácies anfibolito, estágio caracterizado pela expressiva formação de hornblenda, associação $Hbl + Pl$; 3) Subsequente ao retrometamorfismo principal ocorre evento de superposição metamórfica (?), elevando o sistema a condições de pressão/temperatura no mínimo da transição fácies anfibolito alto-granulito, associação $Cpx + Pl$; 4) Estágio retrometamórfico mais tardio, posterior a superposição metamórfica, em fácies xisto verde e/ou transição xisto verde-anfibolito, associação epidoto + clorita + anfibólio (actinolita) + titanita.
- b) Zona Eclogítica Forquilha: 1) Pico metamórfico com paragênese em fácies eclogito formada por $Cpx-Na + Prp + Rt + Qz$ (sugerida por Santos *et al.*, 2009), não existe registro de onfacita reliquiar, por exumação o sistema atinge níveis crustais, progressivamente, mais superiores; 2) Processos retrometamórficos levam o sistema a fácies anfibolito, evidenciado pela expressiva produção de hornblenda marrom, associação $Hbl + Pl$; 3) Estágio retrometamórfico mais tardio, em fácies xisto verde, associação $Ep + Ttn + Amp$.

Eventos de superposição metamórfica após processo de exumação são registrados em zonas de alta a ultra-alta pressão, como em Papua Nova Guiné (Faryad *et al.*, 2019), na Zona de Moldanubian (Faryad *et al.*, 2015) ou no Lepontine Dome - Alps Central (Wiederkehr *et al.*, 2008) a partir da caracterização de eclogitos e granulitos.

Figura 20 - Caminhos P-T estimados para as rochas metamáficas da Zona Eclogítica de Forquilha (ZFE) e Zona Granulítica de Cariré (ZGC). Linha tracejada em cinza se refere a condições de pré-pico metamórfico (inexistem dados petrográficos ou termobarométricos); linha tracejada em azul é traçada a partir de dados petrográficos; linhas sólidas são traçadas através de dados petrográficos e termobarométricos. Ciclos em verde: pontos com informações termobarométricas de Santos *et al.* (2009); ciclo em azul a partir de Amaral *et al.* (2012). Limites P-T das reações metamórficas no sistema MORB + H₂O e abreviações são a partir de Liou *et al.* (2002; 2004).



Fonte: modificado de Liou *et al.* (2002, 2004)

5 PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF FE-TI OXIDES IN METAMAFIC ROCKS FROM NW BORBOREMA PROVINCE, BRAZIL.

Dayme Hermesson Alves Cavalcante^a, Lucilene dos Santos^a, Ignez de Pinho Guimarães^b, Laísa de Assis Batista^c, Bruno Sousa Araújo^d

^a Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, 60440-554, Fortaleza (CE), Brazil.

^b Programa de Pós-Graduação em Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 50740-550, Recife (PE), Brazil.

^c Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 05508-080, Brazil.

^d Programa de Pós-Graduação em Física, Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza (CE), 60440-900, Brazil.

ABSTRACT

The coexistence among Fe-Ti oxides phases constitutes an important petrogenetic relation to the understanding the evolution of metamafic rocks from the Cariré Granulite Zone (CGZ) and Forquilha Eclogite Zone (FEZ), high pressure (HP) to ultra-high pressure (UHP) metamorphic region situated in the northwest portion of the Ceará Central Domain, NW part of the Borborema Province, NE Brazil. In retrogressed mafic granulite, from the CGZ, was identified multiphase Fe-Ti oxides assemblage that consists of ilmenite, titanomagnetite, rutile, spinel, and hematite. Inclusions of rutile in ilmenite are common, feature characterized by absent of structural control. Titanomagnetite occurs as exsolution on the ilmenite host and associated the rutile inclusions. Hematite intergrowth on ilmenite is produced by oxidation exsolution. In the retrogressed eclogite from the FEZ, rutile occurs as inclusion in ilmenite grains. The average composition of coexisting rutile and ilmenite in retrogressed mafic granulite suggest oxygen fugacity of FMQ -2.75, whilst the retrogressed eclogites exhibit depletion of Fe³⁺ in the ilmenite did not allowed estimate the their f_{O_2} by the rutile-ilmenite oxybarometer.

Keywords: Metamafic rocks; Fe-Ti oxides; Oxygen fugacity.

5.1 Introduction

Oxides are common constituents in igneous and metamorphic rocks. They are helpful petrologic indicators to constrain oxygen fugacity (fO_2), magnetic properties, pressure and temperature. Hence, they reflect the formation conditions in a plethora of lithotypes (Lindsley, 1991). Features of inclusion, decomposition and/or oxidation-exsolution (Buddington and Lindsley, 1964; Haggerty and Lindsley, 1969) in solid solutions of different Fe-Ti oxides pairs reflect their cooling rate and mineral composition. They are directly associated with the system thermal peak and fO_2 conditions during metamorphism or crystallization (Frost et al., 1988; Frost and Lindsley, 1991).

In metamorphic rocks, the Fe-Ti oxides form a well-defined group (e.g., magnetite, ilmenite, hematite, pseudobrookite or rutile), with their solid solutions and miscibility gap known. They show a correlation between compositional variation, controlled by the iron oxidation state, and changes in the oxygen fugacity (increases in the temperature usually implies a fO_2 increase). Thus, they represent important monitors of the redox state in metamorphic and igneous rocks (Frost, 1991). The FeO-Fe₂O₃-TiO₂ system presents the different relations between Fe-Ti oxides phases (Buddington and Lindsley, 1964; Lindsley, 1991).

Rutile and ilmenite are ubiquitous accessory phases in high- to ultrahigh-grade metamorphic rocks (e.g., amphibolites, granulites, or eclogites/retrograded eclogites) collisional environment (Liou et al., 1998; Zack et al., 2002; Bromiley and Redfern, 2008; Qian and Wei, 2016). Rutile and ilmenite occur in metamorphic peak and/or retrometamorphic assemblages, both may present in late titanite alteration (Haggerty, 1991; Liou et al., 1998; Zhang et al., 2003; Xiao et al., 2006; Groppo et al., 2007).

Fe-Ti oxide assemblages have been calibrated for calculations of thermometry and oxybarometry through hematite-ilmenite and magnetite-ulvospinel solid solutions (Andersen and Lindsley, 1988; Andersen et al., 1991; Guiorso, 1990; Guiorso and Evans, 2008; Sauerzapf, 2008). The rutile-ilmenite pair is applied as oxybarometer by Carmichael and Nicholls (1967) in igneous rocks to estimate fO_2 by the reaction:



Zhao et al. (1999) used (1) to calculate the fO_2 in mantle assemblages and eclogites based on the thermodynamic properties of hematite-ilmenite as described by

Ghiorso (1990) and Andersen et al. (1991), which have significant uncertainties in the determination of the FeTiO_3 and Fe_2O_3 activities in ilmenite. Tao et al. (2017), in high-pressure experiments, used the rutile-ilmenite oxybarometer to obtain the redox state of subduction zones. The authors applied the new thermodynamic model parameters to the rhombohedral oxide solid solutions of Ghiorso and Evans (2008). They concluded that this oxybarometer has accuracy and comprehensive application for metamorphic rocks equilibrated at crust conditions.

This paper presents a detailed petrographic description, textural relations and mineral composition of Fe-Ti oxides and their respective exsolution and “oxidation-exsolution” processes in metamafic rocks of the Cariré Granulite Zone and Forquilha Eclogite Zone. We report oxygen fugacity data obtained using the rutile-ilmenite oxybarometer, and their implications for the tectonic evolution of the NW portion of the Ceará Central Domain.

5.2 Regional geological setting

The studied area is in the Northern subprovince (Van Schmus et al., 2008; 2011) of the Borborema Province (Almeida et al., 1981). The Northern subprovince is limited by the Atlantic Ocean to the north and east, the Patos Lineament to the south and the Parnaíba Basin to the west. The Borborema Province comprises most of northeastern Brazil. Its current framework is the result of the late Neoproterozoic (Brasiliano–Pan-African orogeny) convergence between the Amazonian–São Luiz–WestAfrica and São Francisco–Congo cratons, and closure of the Goiás–Farusiano ocean (Kroener and Cordani, 2003), during the assembly of west Gondwana (Trompette and Carozzi, 1995). The Brasiliano–Pan-African orogeny in the Borborema Province was characterized by intense granitic magmatism (630 to 540 Ma) and large-scale shear zones development. The Northern subprovince (**Fig. 1**) comprises four domains bounded by the Transbrasiliano Lineament, Senador Pompeo Lineament and Jaguaribe shear zone: Médio Coreaú (MCD), Ceará Central (CCD), Orós–Jaguaribe and Rio Grande do Norte (RGND) domains. Continuous Paleoproterozoic basement and a few Archean nuclei underlie the domains (Dantas et al., 2004; Van Schmus et al., 2008, Souza et al. 2007 others). In the NW of Northern subprovince, the MCD and CCD domains are bounded by the Transbrasiliano Lineament, an extension of the Kandi-4°50' Lineament, in Africa (Caby, 1989). The lineament is interpreted as either a Neoproterozoic cryptic suture zone between Borborema Province and the São Luiz craton (Caby and Arthaud, 1986;

Arthaud et al., 2008; Santos et al., 2008; Cordani et al., 2013; Padilha et al., 2017), or a lateral escape structure associated with the Brasiliano orogeny (Ganade de Araujo et al., 2012).

The CCD basement is composed mainly of high-grade tonalite to granodiorite orthogneisses and migmatites. The U-Pb zircon data yield mainly Rhyacian (2.14-2.10 Ga) crystallization ages, with Archean remnants (2.8-2.7 Ga) characterized by the TTG Cruzeta Complex (Fetter, 1999; Fetter et al., 2000). The Rhyacian orthogneisses show Sm-Nd T_{DM} model ages ranging from 1.98 to 2.44 Ga, and positive ϵNd , suggesting that these high-grade felsic rocks are predominantly fragments of Paleoproterozoic juvenile crust (Fetter et al., 2000; Martins et al., 2009). The Cruzeta Complex is overlain by Paleoproterozoic to Neoproterozoic supracrustal sequences of the Canindé Complex of the Ceará (Pinéo et al., 2020) and Ceará Group (Arthaud, 2007). U-Pb ages of 800 and 750 Ma defined in metarhyolite and metabasalt, respectively, of the Ceará Group, were interpreted as associated with a Neoproterozoic rifting episode (Fetter, 1999; Arthaud, 2007; Arthaud et al., 2014). Another large complex, the Tamboril-Santa Quitéria Complex (TSQC), occurs in the CCD. It is composed of migmatite and igneous rocks. The migmatite sequence is a metasedimentary belt intruded by gabbro, tonalite, granodiorite and monzogranite. Rocks of the Canindé Complex of the Ceará and Ceará Group surround this association. Subsequently, both the TSQC and supracrustals were affected by tangential deformation characterized by the occurrence of nappes (Caby and Arthaud, 1986; Fetter et al., 2003; Arthaud, 2007). U-Pb zircon data show the TSQC granitoids yield crystallization ages between 637 and 611 Ma (Fetter et al., 2003; Castro, 2004). The Nd isotopic signature (T_{DM} model ages between 0.90-1.57 Ga; ϵNd values from - 6.3 to + 3.4) suggest a source involving a mixture between juvenile Neoproterozoic component and Paleoproterozoic basement rocks (Fetter, 1999; Fetter et al., 2003). Fetter et al. (2003) suggested the TSQC as related to a Neoproterozoic continental magmatic arc setting. Ganade de Araujo et al. (2014) proposed a polycyclic evolution to the TSQC, with the last phase characterized by a Himalayan-type collision.

Rocks of high- to ultra-high pressure, retrograded eclogites and garnet amphibolites, outcrop in the metasedimentary sequences above-mentioned, between the TSQC and the Transbrasiliano lineament. The Forquilha Eclogite Zone forms a ca. 4 km wide and 30 km long belt, composed of small N-S trending retrograded eclogite and garnet amphibolite boudins and lenses from 10 to 70 m width and 15 to 300 m length. They are enclosed by a high-grade sequence composed of kyanite-garnet-biotite gneiss, sillimanite-garnet-biotite gneiss, migmatized biotite orthogneiss and calc-silicate lenses (Santos et al., 2009; Amaral et al., 2011; Anselmi et al., 2015). The mafic rocks protolith has a

crystallization age of 1.57 Ga and of metamorphism between 615 and 650 Ma (Amaral, 2010; Santos et al., 2015; Amaral et al., 2015). The presence of omphacite pseudomorphs and relics of coesite inclusions in garnet (Santos et al., 2009; Santos et al., 2015) are evidence of UHP metamorphic conditions in eclogite-facies, under a temperature of 770 °C and pressure of 17.3 kbar (Santos et al., 2009). The Forquilha metamafic rocks show geochemical affinities with tholeiitic basalts, in general, suggested by the N-MORB character (Amaral et al., 2011). Retrogressed eclogites are also recorded in the region of Itataia, east of the TSQC, with peak metamorphic conditions estimated at a temperature within 800-850 °C interval and pressure ranging from 14 to 17 kbar (Castro, 2004; Garcia and Arthaud, 2004).

In the Cariré region, west of the TSQC, a set of supracrustal and infracrustal rocks comprising lenses and pods of felsic and mafic granulites hosted by granodiorite and migmatite, metamorphosed under amphibolite to granulite facies conditions, denominated Cariré Granulite Zone (Gorayeb & Abreu, 1989) and belongs to Canindé Complex of the Ceará. The granulitic rocks were allocated in shallow crustal level through thrust tectonic, the metamafic rocks were metamorphosed under high-pressure (750-911 °C and 10.2-13.6 kbar), while the enderbites were metamorphosed under high-temperature conditions (804-870 °C and 8.3-9.4 kbar) (Amaral et al., 2012). The mafic granulites record U-Pb zircon data with age of metamorphism between 544 and 613 Ma, present Sm-Nd and Lu-Hf T_{DM} model ages ranging, respectively, from 1.37 to 1.61 Ga and 1.28 to 1.35, with ϵ_{Nd} -3.3 to 2.6 and ϵ_{Hf} +0.96 to +2.29, suggest source mantellic with some crustal contamination (Fetter, 1999; Amaral et al 2012). The metamafic rocks have the composition of tholeiitic basalt and signature N-MORB type (Nogueira Neto, 2000).

5.3 Methods

5.3.1 Raman spectroscopy and mineral chemistry

The Fe-Ti oxides characterization in this study included a petrographic description, mineral chemistry analyses and Raman spectroscopy of four samples. The Raman spectra of the different oxide phases obtained on polished thin-section, in the Molecular Vibrational Spectroscopy Laboratory (MVSL) of the Department of Physics, Federal University of Ceará, using the Raman spectrometer Labram HR model (HORIBA Jobin Yvon), spectra were excited employing a diode laser with the wavelength of 785 nm and the triple spectrometer T64000 (HORIBA Jobin Yvon) with excitation performed from an Ar-ion laser with 514.5 nm radiation. The laser power was reduced to an intensity < 5 mW and accumulation time up to 40s at the analyses minimize alteration process associated with the laboratory environment, according to Bauer et al. (2011).

The analyses of mineral chemistry were realized at the Electron Microprobe Laboratory, Institute of Geosciences, at Brasília University, and at the Microscopy and Microanalyses Laboratory, at the Federal University of Ouro Preto. The Fe-Ti oxides were analyzed using a 5-spectrometer JEOL JXA-8230 electron microprobe, operating in Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy (WDS) mode, using the following conditions of analysis: accelerating voltage of 20 kV, time of count 10s at the peak and 5s at the background, 40 nA current and beam diameter of 1 or 2µm. From the measured weight percentages, the structural formulas were calculated by fixed oxygen stoichiometry. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). The representative analyses of the Fe-Ti oxides are shown in **Table 1**.

5.3.2 Rutile-ilmenite oxybarometer

The f_{O_2} to the matamafic rocks of the Cariré Granulite and Forquilha Eclogite zones were calculated by the equation from Zhao et al. (1999):

$$\log f_{O_2} = 22.59 - 25925/T - 3.09\log T + 0.0016535P + 48.836P/T - 4\log a(\text{ilmFeTiO}_3) + 2\log a(\text{IlmFe}_2\text{O}_3) + 4\log a(\text{RtTiO}_2) \quad (2)$$

Expression derived of the ΔG_t^P (Gibbs free-energy variation) for reaction (1). Where in the equation (2), T is in kelvin, P in kbar and (a) refers to activities of FeTiO_3 and Fe_2O_3 in ilmenite, whilst the activity of TiO_2 in rutile is replaced by the molar fraction of TiO_2 in rutile. The parameters used to calculate the rutile-ilmenite oxybarometer follow the recommendations of Tao et al. (2017). The activity was calculated in the AX2 program (Holland e Powell, 2003), based in the activity model to solid solution ilmenite-hematite of White et al. (2014) using the thermodynamic recalibration of Ghiorso and Evans (2008), Fe^{3+} in the ilmenite is determined by the ideal formula of 2 cations to 3 O atoms, simple 2-site mixing in ordered ilm-hem is used ($a_{\text{ilm}} = \text{XFe}; \text{M1XTi}; \text{M2}$; $a_{\text{hem}} = \text{XFe}^{3+}; \text{M1XFe}^{3+}; \text{M2}$).

Table 1 - Compositions of Fe-Ti oxides: sample DCM40B, retrogressed mafic granulite, from the Cariré Granulite Zone; samples DCM67, DCM93 and DCM97 retrograded eclogite, Forquilha Eclogite Zone.

Sample	DCM40B	DCM67	DCM40B	DCM67	DCM93	DCM97
Mineral	Ilmenite	Ilmenite	Rutile	Rutile	Ilmenite	Ilmenite
TiO ₂	51.12	53.42	92.03	97.88	52.52	51.43
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.02
Fe ₂ O ₃	3.254	0.00	3.91	1.44	0.365	2.150
FeO	44.663	44.62	0.00	0.00	45.385	44.489
MnO	0.87	0.70	0.03	0.00	0.31	0.79
MgO	0.16	0.24	0.01	0.01	0.79	0.32
CaO	0.07	0.04	2.05	0.37	0.03	0.18
ZnO	0.04	0.04	—	—	0.06	0.18
NiO	0.01	0.03	—	—	0.09	0.00
Oxide Sum	99.88	99.12	97.69	99.56	99.48	99.34
Ti	0.969	1.023	0.963	0.990	0.996	0.979
Al	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.063	0.00	0.041	0.015	0.007	0.041
Fe ²⁺	0.940	0.950	0.000	0.000	0.956	0.942
Mg	0.006	0.009	0.000	0.000	0.030	0.012
Mn	0.018	0.015	0.000	0.000	0.007	0.017
Ni	0.000	0.001	—	—	0.002	0.000
Zn	0.001	0.001	—	—	0.001	0.003
Ca	0.002	0.001	0.031	0.005	0.001	0.005
Total cations	2.000	2.000	1.036	1.010	2.000	2.000
O	3.000	3.000	2.000	2.000	3.000	3.000
Xilm	0.941	0.940	—	—	0.957	0.944
Xhem	0.031	0.000	—	—	0.003	0.02
Xgk	0.006	0.009	—	—	0.03	0.012
Xpph	0.019	0.015	—	—	0.007	0.017
Xrt	—	—	0.972	0.990	—	—

5.4 Results

5.4.1. Petrographic context and aspects of the analyzed Fe-Ti oxides

The analyzed specimens are inserted on a geologic context of metamorphic high-grade characterized for one structural framework built mainly by compressive event, materialized through the occurrence of thrust fault and mineral paragenesis indicative of high pressure and high temperature (HP and HT). The textural and mineral features in petrographic analyses revealed different metamorphic events: the first, metamorphic peak in granulite and eclogite facies conditions, a second characterized by retrograde metamorphism. The studied Fe-Ti oxides present a complex relation between oxidation-exsolution processes and inclusion.

5.4.1.1 Metamafic rocks from Cariré Granulite Zone

In the Cariré Granulite Zone, metamafic rocks show massive structure (**Fig. 2a**), this bodies are enclosed by sheared metagranodiorites and form lenses or metric disrupted blocks.

The metamafic rocks have fine- to medium- grained and comprise hornblende (37-47%), plagioclase (20-30%), clinopyroxene (10-18%), garnet (8-13%), up to 4% of ilmenite, being classified as strongly retrometamorphosed granulite (retrogressed mafic granulite) marked by absence of orthopyroxene and characterized by the occurrence of rare omphacite pseudomorphs. Ilmenite, magnetite, quartz, rutile, apatite, and zircon make up the accessory phases. Garnet occurs as xenoblastic grains up to 2 mm and shows quartz, rutile, ilmenite, zircon, and apatite inclusions. Features related to the retrograde metamorphic event are common, characterized by symplectite intergrowths of clinopyroxene + plagioclase + amphibole and coronas formed garnet cores surrounded by plagioclase rims (**Fig. 2b, c**), features related to a principal retrograde metamorphic event that continue up to amphibolite facies conditions process evidenced by expressive formation of amphibole. During the late retrograde stage, clinopyroxene, garnet and hornblende alter to green amphibole, associated with chlorite formation and Fe-Ti oxides substitution to titanite.

Ilmenite is the dominant oxide in the retrogressed mafic granulite. It occurs as individual grains of brown color, euhedral to anhedral, ranging from 0.2 to 0.32 mm, included in amphibole, plagioclase and garnet. The ilmenite commonly occurs in coexistence with

multiphase Fe-Ti oxides, this textural relation is neither ordered in distribution and occur isolated within the ilmenite host, consisting of titanomagnetite, rutile, spinel, and hematite. This multiphase set of Fe-Ti oxides is formed by rutile that occurs included in the ilmenite and exhibit boundaries irregular (**Fig. 2d – e**). In general, associated with this inclusion texture is registered lamellar titanomagnetite exsolution and sometimes spinel inclusion with sharp contacts. These Fe-Ti oxides in late alteration stage are mantled by titanite. Hematite occurs as intergrowth on ilmenite and it is not in association with rutile. The magnetite is a minor phase, occurring as small crystals (0,050-0,060 mm), strongly martitized and exhibiting copper-cobalt-iron sulfide inclusions (**Fig. 2f**), locally the magnetite occurs in contact with ilmenite.

5.4.1.2 Metamafic rocks from Forquilha Eclogite Zone

The Forquilha region metamafic rocks comprise retrogressed eclogites and clinopyroxene amphibolite. The metamafic bodies are intercalated in high-grade metasedimentary rocks (**Fig. 3a**). The metasedimentary rocks are represented by pelitic granulite, garnet-biotite gneiss and kyanite-bearing garnet-biotite gneiss, with variation of amphibolite- to granulite-facies metamorphism.

The retrograded eclogite is composed of garnet (30-35%), amphibole (25-28%), clinopyroxene (15-20%) and plagioclase (~10%). Accessory phases comprise quartz, ilmenite, magnetite, apatite, zircon, titanite and epidote. Garnet occurs as xenoblastic crystals, up to 1.3 mm, containing quartz, clinopyroxene, titanite, ilmenite and zircon inclusions. Hornblende is associated the symplectites or locally surrounding the garnet. Decompression features are common and represented by clinopyroxene + plagioclase \pm quartz or clinopyroxene + plagioclase + amphibole symplectites (omphacite pseudomorphs) and coronas of plagioclase surrounding garnet (**Fig. 3b, c, d**). They characterize possibly post-peak decompression after eclogite facies event. The late retrograded stage is characterized by late amphibole formation, titanite coronas in ilmenite, and replacement of Fe-Ti oxides by titanite.

Ilmenite is the principal oxide in the retrograded eclogite. It forms scattered separate crystals as inclusions in amphibole, plagioclase, and garnet. They have up to 0.65 mm, are brown, and subhedral to anhedral, with local anhedral inclusions of rutile (<0.02mm) altered to titanite (**Fig. 3e, f**). Magnetite is a minor phase, forms anhedral crystals (<0.15mm) altered by martitization and to oxyhydroxides (**Fig. 3g, h**).

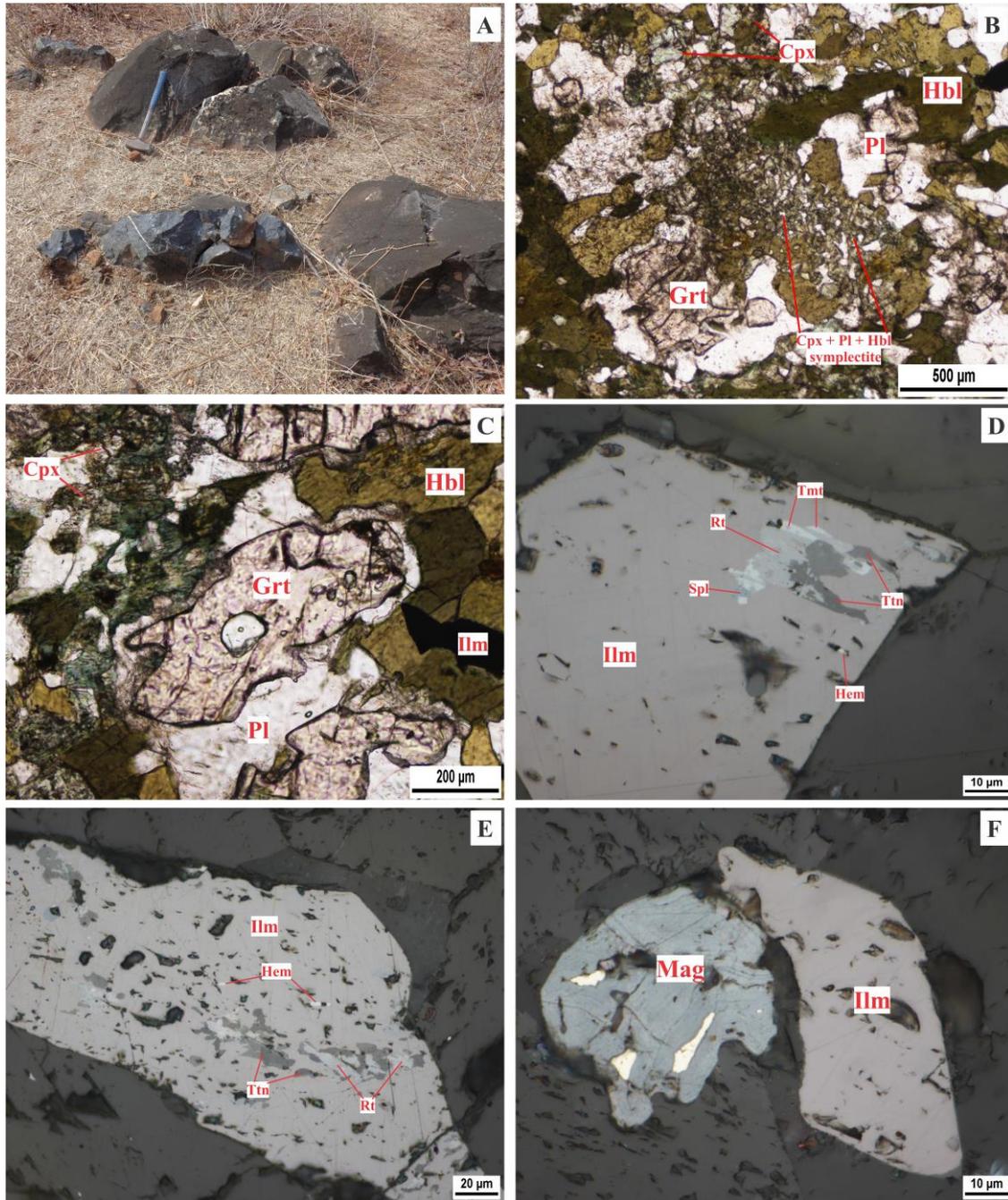


Figure 2 - Microphotographs of the retrogressed mafic granulite from Cariré. (A) Field aspect of metamafic rocks the Cariré Granulite Zone; (B – C) Intergrowth symplectitic of Cpx + Pl and corona texture of Pl surrounding Grt; (D – E) Occurrence of multiphase Fe-Ti oxides on the ilmenite host; (F) Magnetite grain martitized, sometimes presenting copper-cobalt-iron sulfide inclusions and in unstable contact with ilmenite.

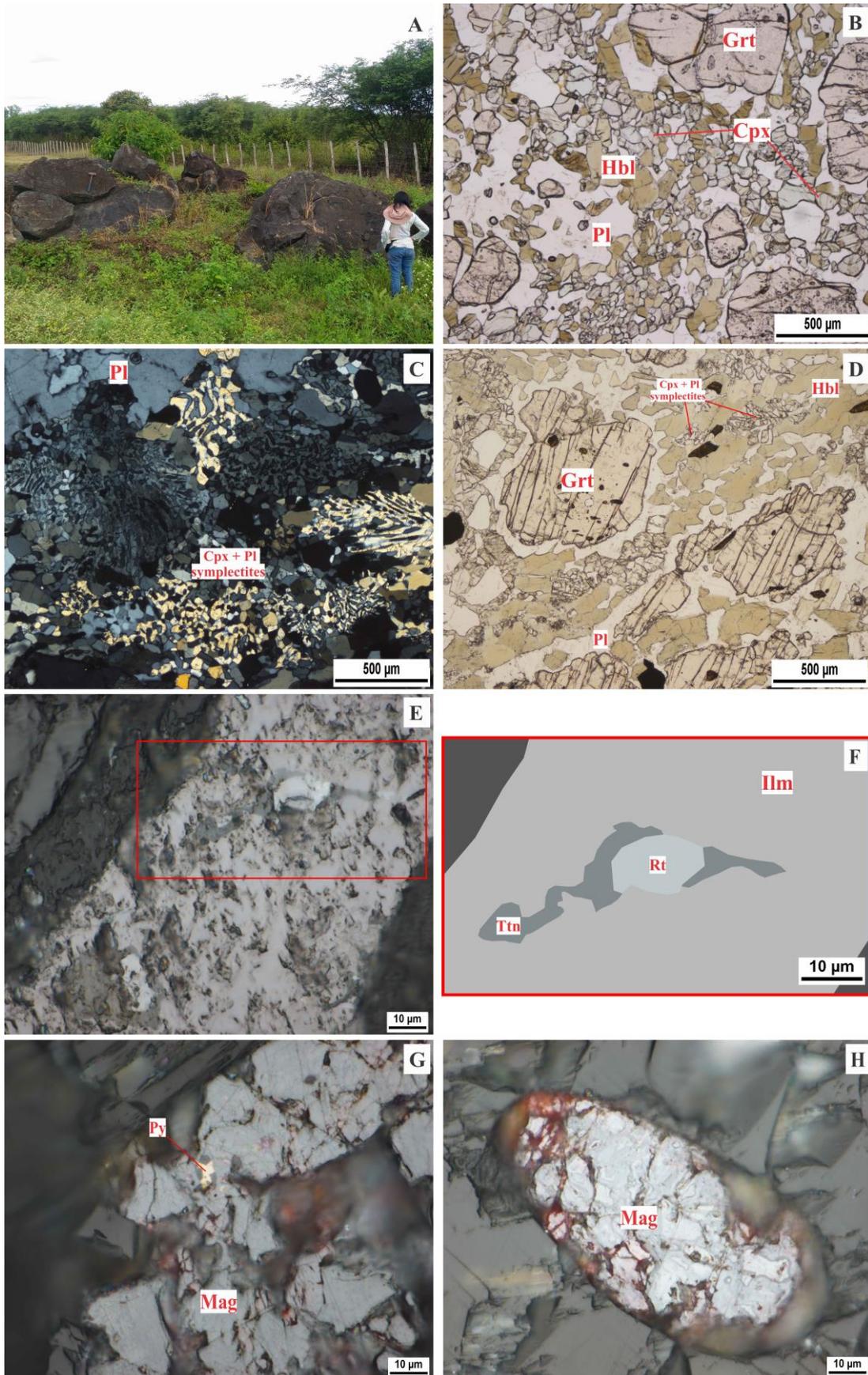


Figure 3 - Microphotographs of the retrograded eclogite from Forquilha. (A) Field outcrop in the Forquilha Eclogite Zone; (B – D) Corona texture of Pl surrounding Grt and intergrowth symplectitic of Cpx + Pl; (E – F) Rutile inclusion in ilmenite with late alteration to titanite; (G – H) Magnetite altered by martitization and to oxy- hydroxides.

5.4.2 Mineral chemistry and Raman data

The analyzed Fe-Ti oxides belong either to the orthorhombic, rhombohedral or spinel structure. The mineral chemistry and Raman data were used as tools to evaluate exsolution, exsolution oxidation and inclusion textures associated their formation. Major element contents and phase relationships were conducted considering the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (**Fig. 4**). Transition elements served as highlighters of characteristic trends. Temperature and oxygen fugacity were inferred through correlations between mineral composition and the Raman spectral data. The size of the occurrences hampered the analyses due to their size (<30 μm).

5.4.2.1 Compositional data for Fe-Ti oxides from Cariré metamafics

The retrogressed mafic granulite exhibit Fe-Ti oxides as individual grains or in coexistence and are represented by ilmenite, magnetite, hematite, rutile, spinel and titanomagnetite.

Ilmenite forms individual grains coexisting with multiphase of Fe-Ti oxides, exhibit compositional range between 91.4 mol% and 95.52 mol% FeTiO₃, and ilmenite endmember with average of $x > 0.9$ (x = no. of Ti cations or mol fraction of the component). The Fe₂O₃ values (2.7-6 wt%) are inversely proportional to the Fe/Ti ratio (0.879 to 1.096), suggesting a variation in the oxidation state of this mineral phase. The analyzed ilmenite grains show content from 49.15 to 51.87 wt% of TiO₂, 43.2 to 45.5 wt% of FeO and up to 0.4 wt% of MgO. Besides lower Al₂O₃ (0-0.01 wt%) and higher MnO (up to 1.64 wt%) contents. Raman spectra of the ilmenite show peaks at 685 cm⁻¹, 338 cm⁻¹ and 228 cm⁻¹ (**Fig. 5a**), bands exhibit slight shift in the positions of the peaks possibly resultant of transformations in the oxide structure and are in accordance with synthesized standard (Wang et al., 2004).

Rutile occurs included in ilmenite, containing 97.2% molar TiO₂. Exhibit Raman spectra like standard sample of the Database RRUFFTM with peaks at 610 cm⁻¹, 446 cm⁻¹ and 232 cm⁻¹ (**Fig. 5b**).

The titanite occurs as a late alteration phase, replacing the oxides phases above-mentioned and is characterized for Raman bands at 873 cm⁻¹, 607 cm⁻¹, 259 cm⁻¹ and 224 cm⁻¹ (**Fig. 5c**), concurring with the standard sample of the Database RRUFFTM.

Hematite occurs as exsolved lamellae in ilmenite, exhibit Raman spectra concordant with standard samples (Database RRUFFTM) presenting peaks at 1327 cm⁻¹, 619 cm⁻¹, 417 cm⁻¹, 304 cm⁻¹ (**Fig. 5d**).

Spinel occurs, locally, included in the ilmenite. Presenting Raman bands at 302 cm⁻¹, exhibit broadened peaks of strong vibration at ~400 cm⁻¹ and a weak extra band at 1327 cm⁻¹, suggesting oxidation process (**Fig. 5e**).

Titanomagnetite occurs as exsolved lamellae in ilmenite. Exhibit Raman spectra concordant with ulvospinel samples oxidized (Wang et al., 2004) presenting main peak at 680 cm⁻¹ and exhibit band like hematite in 1330 cm⁻¹, indicating oxidation process (**Fig. 5f**).

Magnetite occurs as single grains showing strong martitization and Raman spectra with bands suggestive of martite, peaks at 1310 cm⁻¹, 659 cm⁻¹, 405 cm⁻¹ and 294 cm⁻¹ (Database RRUFFTM).

5.4.2.2 Compositional data for Fe-Ti oxides from Forquilha metamafics

The retrogressed eclogite exhibit Fe-Ti oxides as individual grains or in coexistence and are represented by ilmenite, rutile and magnetite.

Ilmenite occurs in individual grains, compositional range from 91.9 mol% to 96.7 mol%, rich in the ilmenite end-member with average value of $x > 0.9$. Contain of 52.25-54.3 wt% TiO₂ 43.9-46.03 wt% FeO and up to 0.31 MgO. Lower Al₂O₃ (0-0.05 wt%) and MnO (0.64-0.75 wt%) contents and depletion at Fe₂O₃. Exhibit Raman spectra in concordance with standard samples (Wang *et al.*, 2004; Database RRUFFTM), presenting peaks at 685 cm⁻¹, 334 cm⁻¹ and 228 cm⁻¹ (**Fig. 6a**).

Rutile is present as single grains included in ilmenite. Contain molar composition of 99% TiO₂. Exhibit Raman bands at 608 cm⁻¹, 446 cm⁻¹ and 234 cm⁻¹ consistent with standard samples of the Database RRUFFTM (**Fig. 6b**).

The magnetite occurs as individual grains martitized, presenting Raman bands at 1320 cm⁻¹, 658 cm⁻¹, 408 cm⁻¹ and 301 cm⁻¹, concurring with the standard to martite (Database RRUFFTM) showing typical peaks of hematite.

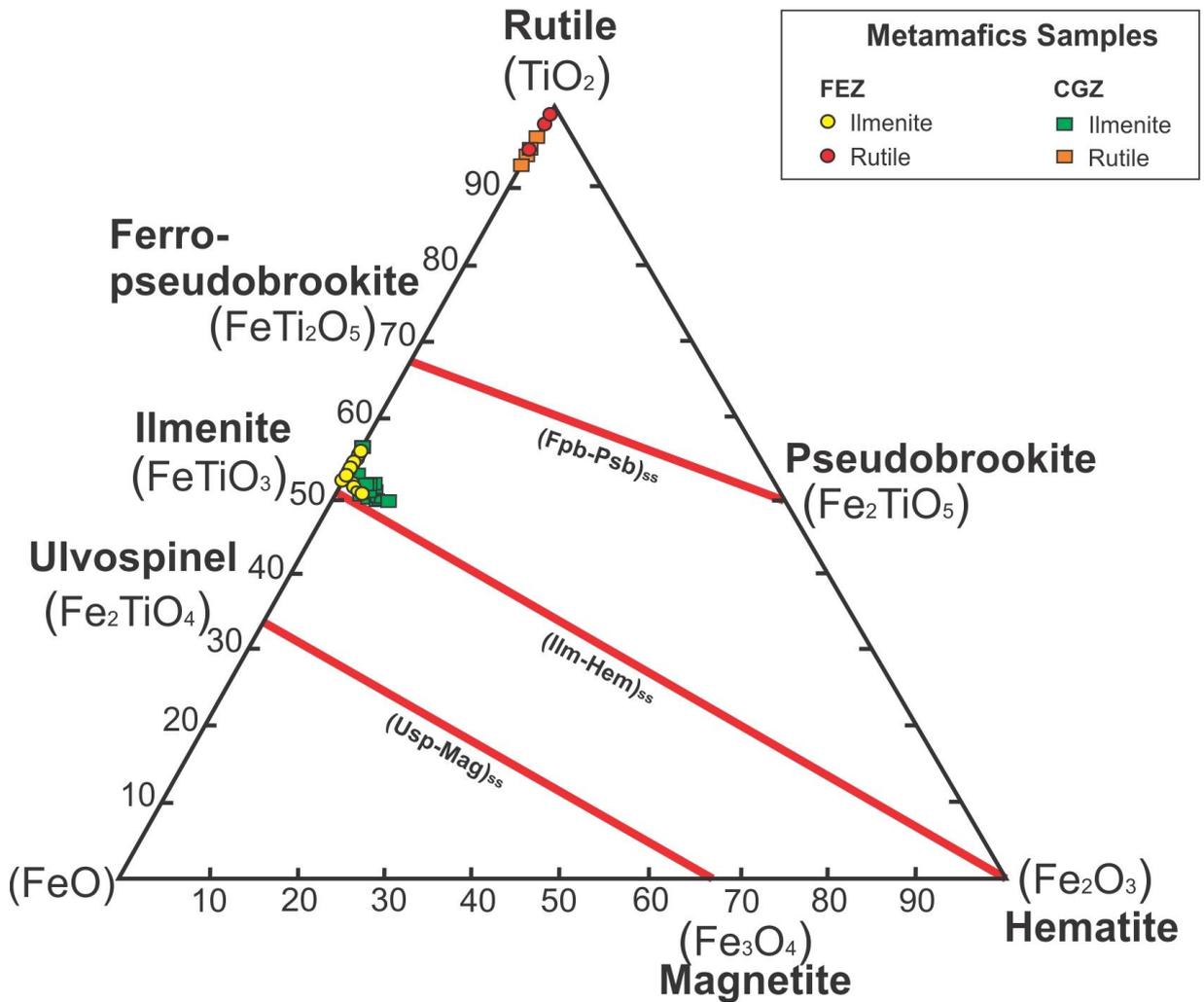


Figure 4 - Phases plotted in the FeO-Fe₂O₃-TiO₂ diagram (after Buddington and Lindsley, 1964). The heavy red lines indicate major solid solutions series: ulvospinel-magnetite (Usp-Mag), ilmenite-hematite (Ilm-Hem) and ferropseudobrookite-pseudobrookite (Fpb-Psb). Solid circles and squares represent the chemical compositions of the Fe-Ti oxides analyzed; FEZ – Forquilha Eclogite Zone; CGZ – Cariré Granulite Zone.

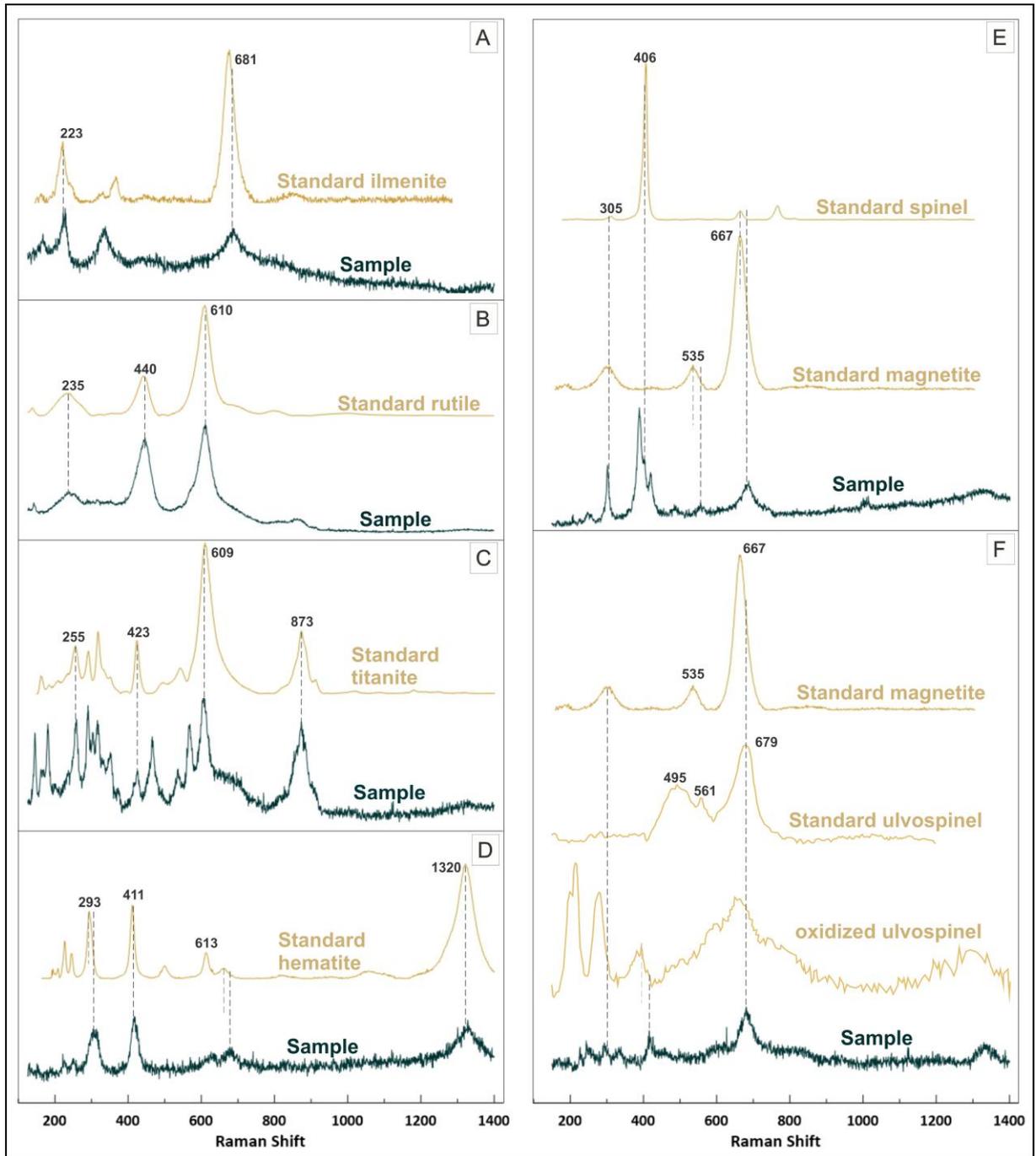


Figure 5 - Raman spectra of the Fe-Ti oxides and titanite of the retrogressed mafic granulite from Cariré, with the respective standards: (A) Ilmenite; (B) Rutile; (C) Titanite; (D) Hematite; (E) Spinel; (F) Titanomagnetite.

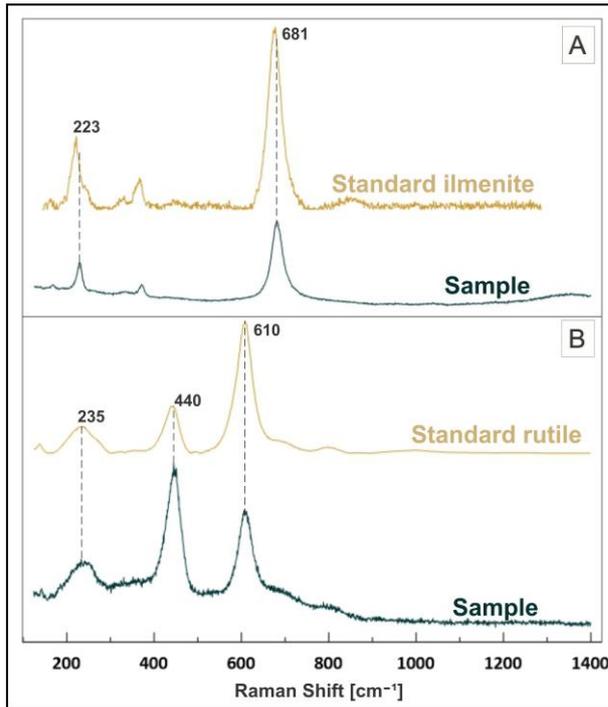


Figure 6 - Raman spectra of the Fe-Ti oxides of the retrogressed eclogite from Forquilha, with the respective standards: (A) Ilmenite; (B) Rutile.

5.4.3 Oxygen barometry data

The oxygen fugacity was calculated from the rutile and ilmenite that coexisted in the metamorphic evolution, through of the rutile-ilmenite oxybarometer, were applied the T and P estimates suggested by Santos et al. (2009) and Amaral et al. (2012), according to the metamorphic conditions generator of the textural relationships between the Fe-Ti oxides. The data are provided in $\Delta \log fO_2$ average values relative to the FMQ buffer (**Table 2**): 1) Cariré Granulite Zone (retrogressed mafic granulites) exhibit value of FMQ -2.75 (± 0.5) (**Fig. 7a, b**) and 2) Forquilha Eclogite Zone (retrograded eclogites) was characterized by depletion in Fe^{3+} , that not allowed estimate the fO_2 values by the rutile-ilmenite oxybarometer.

In the retrogressed mafic granulite, the ilmenite grains considered in the estimate fO_2 are included in hornblende and plagioclase, whilst o rutile occurs included in ilmenite. Thus the ilmenite is generated in the conditions of temperature and pressure of the garnet + clinopyroxene assemblage. Association used by Amaral et al. (2012) as geothermometer (Grt-Cpx) and geobarometer (Grt-Cpx-Pl-Qz) to P-T condition estimate, data that were used in the calculation of fO_2 .

Table 2 - Oxybarometry of retrogressed mafic granulite, from the Cariré Granulite Zone.

Location	Rock type	Samples	T(°C)	P(kbar)	Mole Fractions					Activity					log fO ₂	ΔFMQ
					FeTiO ₃	MgTiO ₃	MnTiO ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂ (Rt)	FeTiO ₃	MgTiO ₃	MnTiO ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂		
Cariré	Mafic granulite	DCM40B	911	13.6	0.939	0.0062	0.0185	0.0308	0.972	0.912	0.0068	0.0179	0.0011	0.972	-14.108	-2.75

Note: P and T estimate by Amaral et al. (2012). Rt = rutile.

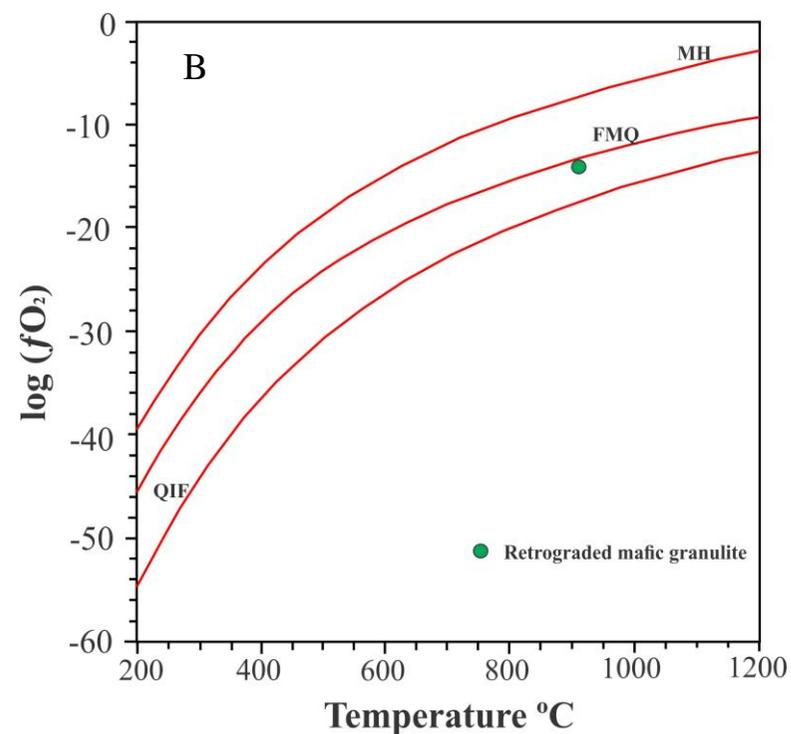
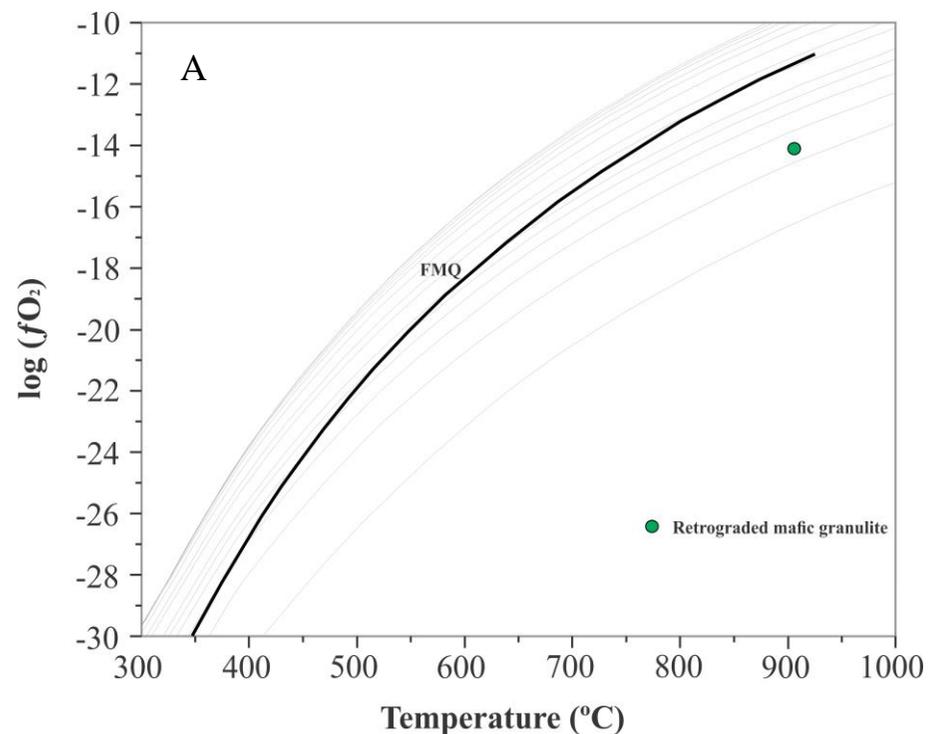


Figure 7 - Plotted sample in log fO₂-T diagrams: (A) Diagram to the rutile-ilmenite oxybarometer, constructed with molar fraction of Fe₂O₃ in ilmenite ranging from 0.001 to 0.2. Gray lines represent fO₂ values to rutile + ilmenite assemblage that range from FMQ -4 to FMQ +3 and heavy black line represent the FMQ buffer (modified from Tao et al. 2017). (B) Diagram of Lindsley (1991) with occurrence of buffers used in experimental petrology.

5.5 Discussion

5.5.1 Process of exsolution, exsolution oxidation, and generation order of the Fe-Ti oxides

The equilibrium relationships under high temperature among Fe-Ti oxides, have been constructed in the FeO-Fe₂O₃-TiO₂ system (Taylor, 1964; Grey and Merritt, 1981; Lindsley, 1991), permitting the determination of temperature and oxygen fugacity from the coexistence of these phases often materialized by inclusion, decomposition, oxidation and/or exsolution features. Buddington and Lindsley (1964) report the relationships between oxidation and exsolution, differencing these features in wide range temperature, so that is frequent the occurrence of intergrowth textures between Fe-Ti oxides that are generated by oxidation and not by true exsolution (in classic sense), thus the term applied here for this intergrowth feature is oxidation exsolution or oxyexsolution.

In the Cariré Granulite Zone, the compositional and textural relationships of the Fe-Ti oxides in the retrogressed mafic granulite, exhibit an association complex with oxides multiphase formed by ilmenite, rutile, titanomagnetite, spinel and hematite. Individual grains of ilmenite endmember have rutile and spinel (sometimes) inclusions. The features of rutile inclusion are marked by the absence of crystallographic control. Titanomagnetite is exsolved on the ilmenite host and at contact with rutile. During the retrograde metamorphism occur hematite intergrowths on the ilmenite that is not associated to rutile, feature that should be formed by oxidation exsolution in temperature below 650 °C (Lindsley, 1991) and in late stage still occur replacement of Fe-Ti oxides by titanite.

Thus, an overall generation order to the Fe-Ti oxides present in the retrogressed mafic granulite, of the Cariré Granulite Zone, and associated alterations might be written sequentially: (1) rutile and spinel inclusions; (2) ilmenite host and lamellar titanomagnetite; (3) hematite intergrowth and (4) titanite mantle.

The Fe-Ti oxides present in the retrograded eclogites from Forquilha Eclogite Zone, exhibit compositional and textural relationships simpler, with xenomorphic rutile inclusions in ilmenite grains, characterizing coexistence in conditions of granulite facies, in late retrograde metamorphism stage occur replacement of these phases to titanite. Thereby, the overall generation order to these Fe-Ti oxides and associated alteration should be written sequentially: (1) rutile inclusions; (2) ilmenite host; (3) titanite mantle.

5.5.2 Redox state of the metamafic rocks

We calculated activities to 23 analyses of ilmenite. These analyses occurred on textural features of coexistence between the rutile and ilmenite pairs, reaction developed in granulite facies in the P-T conditions of the garnet + clinopyroxene assemblage.

In the Cariré Granulite Zone, the coexistence between rutile and ilmenite in the retrogressed mafic granulite exhibit rutile with molar content of 97.2% TiO₂. Extremely low content of MgO (0-0.38 wt%), MnO (0.51-1.64 wt%) and Al₂O₃ (0-0.01 wt%) in the ilmenite and mole fraction of Fe₂O₃ in ilmenite ranging from 0.021 to 0.057. Thus, the compositions of these metamafic rocks are into the prerequisites determined by Zhao et al. (1999) and Tao et al. (2017) as necessary to estimate oxygen fugacity by the application of the rutile-ilmenite oxybarometer.

The values of pressure and temperature considered to the calculations of fO_2 in the retrogressed mafic granulite were from the estimates of Amaral et al. (2012) that used the Grt-Cpx geothermometer and Grt-Cpx-Pl-Qz geobarometer and integrated P-T data in the TWEEQU program. These authors considered the clinopyroxene + garnet + plagioclase + hornblende ± quartz ± ilmenite ± rutile assemblage as metamorphic peak association of the system and obtained a wide variation of pressure and temperature, when considered hornblende in the estimates of maximal P-T condition resulted in values of 10.2 kbar and 750 °C, whilst the use of the Grt + Cpx + Qz assemblage presented results of 13.6 kbar and 911 °C. The mineral and textural relations in these metamafic rocks evidence that the hornblende is retrograde and is not associated the paragenesis of this system, thus the use of hornblende in the estimates of maximal P-T condition is unsuited. The rutile-ilmenite pair is related to context of formation of the Grt + Cpx association, constituting the Grt + Cpx ± Qz ± Ilm ± Rt assemblage, therefore was utilized the estimate of 13.6 kbar and 911 °C in the calculation of fO_2 .

The average composition of coexisting rutile and ilmenite in the retrogressed mafic granulite indicate an oxygen fugacity of FMQ -2.75 (±0.5), plotted in the $\log fO_2$ -T diagram of Tao et al. (2017) with positioning concordant in plotting in the $\log fO_2$ -T diagram of Lindsley (1991) (**Fig. 7a, b**). This $\Delta \log fO_2$ value was calculated to conditions of granulite facies, thus may represent the redox state in the retrograde metamorphism.

These retrogressed mafic granulites are characterized as N-MORB basalts of probable Mesoproterozoic mantle derivation, generated in subduction zone (Nogueira Neto, 2000; Amaral et al., 2012). The redox state of metamafic rocks associated to collisional

setting (continental arc and island arc), might exhibit trend of heterogeneous nature to $\Delta \log fO_2$ values ranging from $\sim \text{FMQ} - 4$ to $\sim \text{FMQ} + 3$ (Foley, 2011). In the northern Slave craton, metamafic rocks associated to subduction environment have oxygen fugacity between $- 4.6$ and $- 1.6 \Delta \text{FMQ}$ (Smart et al., 2016). This range of fO_2 in conditions more reduced observed in the Slave craton is still highlighted by Stagnor et al. (2015), that show similar fO_2 data ($- 0.3$ to $- 3 \Delta \text{FMQ}$ most) to collisional zones around the world. Thus, the oxygen fugacity estimated to the studied metamafic rocks, are into the ΔFMQ range of common redox composition to metamafic rocks associated the subduction setting.

Whilst the retrograded eclogite, from the Forquilha Eclogite Zone, have rutile with molar content of $\sim 99\%$ TiO_2 , negligible content of MgO (0.18-0.31 wt%), MnO (0.64 – 0.75 wt%) and Al_2O_3 (0 – 0.05 wt%) in the ilmenite and mole fraction of Fe_2O_3 in ilmenite is zero. The absence of Fe_2O_3 ($X_{\text{hem}} = 0$) in the analyzed ilmenites did not allow estimate the $\log fO_2$, by the use of the rutile-ilmenite oxybarometer, through the reaction (2), besides not be into of the X_{hem} values (0.001 – 0.2) explored by Tao et al. (2017) for the indication of fO_2 .

Thus, the retrograded eclogite in overall, exhibit depletion in Fe^{3+} associated the garnet, clinopyroxene and plagioclase phases (see tables 1 – 3 in Santos et al., 2009), fact verified in ilmenite (table 1). Thus, the absence of ferric iron in the ilmenite should indicate as source of these metamafic rocks a reduced parental magma.

5.6 Conclusion

- Retrogressed mafic granulite from the Cariré Granulite Zone, exhibits association multiphase Fe-Ti oxides formed by ilmenite, titanomagnetite, rutile, spinel, and hematite. The retrograded eclogites from the Forquilha Eclogite Zone, exhibit association more simple consisting of ilmenite and rutile.
- We determined average oxygen fugacity in $\text{FMQ} - 2.75$, to the metamafic rocks from the Cariré Granulite Zone, through of the rutile-ilmenite oxybarometer. The calculated fO_2 is consistent with the composition of the ilmenite in equilibrium with rutile in the retrograde metamorphism and the redox composition is into the range to subduction setting.
- The redox state of the retrograded eclogite not been determined by this oxybarometer, because the depletion in Fe^{3+} in this system.

Acknowledgments

We thank to Molecular Vibrational Spectroscopy Laboratory of the Department of Physics and to Electron Microscopy Laboratory of the Department of Geology, both of Federal University of Ceará, by the laboratory work. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001, that provided scholarship to the first author.

REFERENCES

- 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., 2010. Análise Geoquímica, Geocronológica e Geotermobarométrica das Rochas de alto grau Metamórfico Adjacentes ao arco Magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, p. 256.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., 2011. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from the Forquilha Eclogite Zone, central Ceara' (NE Brazil): geodynamic implications. *Geological Journal* 46, 137-155.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick E., Nogueira Neto, J.A., Dantas, E.L., Matteini, M., 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research* 22, 892-909.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Ancelmi, M.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Matteini, M., Moreto, C.P., 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U–Pb, Hf and Nd isotopes. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 210–222.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.* 73, 714-726.
- Andersen, D.J., Bishop, F.C., Lindsley, D.H., 1991. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Mg-Ti oxides and olivine. *Am. Mineral.* 76, 427–444.
- Anselmi, M.F., Santos, T.J.S., Amaral, W.S., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Zircon, S.A., 2015. Provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: implications for the significance of associated retrograded eclogites. *Journal of South American Earth Science* 58, 88-99.
- Arthaud, M.H., 2007. Evolução neoproterozoica do grupo Ceará - domínio central, NE Brasil: da sedimentação à colisão continental brasileira. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, p. 132.

- 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*, vol. 294. Geological Society of London, Special Publication, pp. 49-67.
- Arthaud, M.H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Santos, T.J.S., Caby, R., Armstrong, R., 2014. The Neoproterozoic Ceara Group, Ceara Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from UePb and SmeNd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 223-237.
- Bauer, M., Davydovskaya, P., Janko, M., Kaliwoda, M., Petersen, N., Gilder, S., Stark, R.W., 2011. Raman spectroscopy of laser-induced oxidation of titanomagnetites. *Journal of Raman Spectroscopy* 42, 1413-1418.
- Bromiley, G.D., Redfern, S.A.T., 2008. The role of TiO₂ phases during melting of subduction-modified crust: implications for deep mantle melting. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 301–308.
- Buddington, A.F., and Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5, 310-357.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 8th Ed. Springer, Berlin, p. 441p.
- Caby, R., Arthaud, M. H., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology* 14, 871-874.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Paper*, 230, 145-158.
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J., 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4665–4687.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I., 1988. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia. *The Canadian Mineralogist* 26, 999-1012.
- Castro, N.A., 2004. *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 221.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C., Benevides, H.C., 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Escala 1:500.000.

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

Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research* 130, 113-137.

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, Universidade do Kansas, Lawrence, p. 164.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102-106.

Fetter, A.H., Santos, T.J., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. *Gondwana Research* 6(2), 265-273.

Foley, S.F., 2011. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. *Journal of Petrology* 52, 1363–1391.

Frost, B.R., Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine. *American Mineralogist* 73, 727-740.

Frost, B.R., 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxides minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, vol. 25, pp. 469-487.

Frost, B.R., Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of Iron-Titanium Oxides in Igneous Rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxides minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, vol. 25, pp. 433-468.

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

Ganade de Araujo, C E., Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Castro, N.A., Sato, K., Sproesser, W.M., 2012. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreau domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research* 206–207, 36–51.

Ganade de Araujo, C.E.G., Cordani, U.G., Weinberg, R.F., Basei, M.A.S., Armstrong, R., Sato, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil):

Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202-203, 167-189.

Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 1989. Faixa de alto grau da região de cariré. In: 13th Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Brazil, p. 261-263.

Grey, I.E., Merritt, R.R., 1981. Stability relations in the pseudobrookite solid solution $\text{Fe}_y\text{Ti}_{3-y}\text{O}_5$. *J. Solid State Chem.* 37, 284-293.

Groppo, C., Lombardo, B., Rolfo, F., Pertusati, P., 2007. Clockwise exhumation path of granulitized eclogites from the Ama Drime range (Eastern Himalayas). *Journal of Metamorphic Geology* 25, 51–75.

Ghiorso, M.S., 1990. Thermodynamic properties of hematite-ilmenite-geikielite solid solutions. *Contrib. Mineral Petrol.* 104, 645–667

Ghiorso, M.S., Evans, B.W., 2008. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the FE-TI two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *Am. J. Sci.* 308, 957–1039.

Haggerty, S.E., Lindsley, D.H., 1969. Stability of the pseudobrookite (Fe_2TiO_5)-ferropseudobrookite (FeTi_2O_5) series. In: *Carnegie Inst. Washington Year Book*, vol. 68, p. 247-249.

Haggerty, S.H., 1991. Oxide Textures – A Mini Atlas. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxides minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, vol. 25, pp. 129-220.

Holland, T., Power, R., 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Mineral Petrol.* 145, 492–501.

Kroner, A., Cordani, U., 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325-352.

Lindsley, D.H., 1991. *Oxides minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, New York, p. 509p.

Liou, J.G., Zhang, R., Ernst, W.G., Liu, J., Mclimans, R., 1998. Mineral paragenesis in the Pianpaludo eclogite body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 317–335.

Liou, J.G., Tsujimori, T., Zhang, R., Y., Katayama, I., Maruyama, S., 2004. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan Model. *Int. Geol. Rev.* 46, 1–27.

Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M., 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for

Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research* 15, 71-85.

Nogueira Neto, J.A., 2000. Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da Província Borborema. Ph.D thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 171.

Padilha, A.L., Vitorello, Í., Pádua, M.B., Fuck, R.A., 2017. Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana. *Tectonophysics* 699, 164–177.

Pinéo, T.R.G., Palheta, E.S.M., Costa, F.G., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Gomes, F.E. M., Bessa, M.D.M. R., Lima, A.F., Holanda, J.L.R., Freire, D.P.C., 2020. Mapa Geológico do Estado do Ceará. Fortaleza, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Escala 1:500.000.

Powell, R., White, R.W., Green, E.C.R., Holland, T.J.B., Diener, J.F.A., 2014. On parameterizing thermodynamic descriptions of minerals for petrological calculations. *J. Metamorph. Geol.* 32, 245-260.

Qian, J.H., Wei, C.J., 2016. *P-T-t* evolution of garnet amphibolites in the Wutai-Hengshan area, North China Craton: Insights from phase equilibria and geochronology. *J. Metamorph Geol.* 34, 423–446.

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

Santos, T.J.S, Garcia, M.G.M., Amaral, W.S., 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.

Santos, T. J. S., Amaral, W. S., Anselmi, M. F., Pitarello, M. Z., Fuck, R. A., Dantas, E. L., 2015. U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. *Gondwana Research* 28, 1183-1196.

Sauerzapf, U., Lattard, D., Burchard, M., Engelmann, R., 2008. The titanomagnetite-ilmenite equilibrium: New experimental data and thermooxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks. *Journal of petrology* 49, 1161-1185.

Smart, K. A., Tappe, S., Simonetti, A., Simonetti, S. S., Woodland, A. B., Harris, C., 2016. Tectonic significance and redox state of Paleoproterozoic eclogite and pyroxenite components in the Slave cratonic mantle lithosphere, Voyageur kimberlite, Arctic Canada. *Chemical Geology* 455, 98-119.

Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Sá, E. F. J., Macedo, M. H. F., 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean–Proterozoic transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48(11), 2149-2185.

- Stagno, V., Frost, D. J., McCammon, C. A., Mohseni, H., Fei, Y., 2015. The oxygen fugacity at which graphite or diamond forms from carbonate-bearing melts in eclogitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 169, 16.
- Tao, R., Zhang, L., Stagno V., Chu, X., Liu, X., 2017. High-pressure experimental verification of rutile-ilmenite oxybarometer: Implications for the redox state of the subduction zone. *Science China Earth Sciences*, 1-9.
- Taylor, R.W., 1964. Phase equilibria in the system FeO-Fe₂O₃-TiO₂ at 1300°C. *Am. Mineral.* 49, 1016-1030.
- Trompette, R., Carozzi, A.V., 1995. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma); Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America. *GeoJournal* 36, 435-437.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, vol. 294. Geological Society of London, Special Publication, pp. 69-99.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227–252.
- Wang, A., Kuebler, K.E., Jolliff, B.L., Haskin, L.A., 2004. Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. *American Mineralogist* 89, 665-680.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., Green E.C.R., 2014. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of metamorphic Geology* 32, 261-286.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Xiao, Y., Sun, W., Hoefs, J., Simon, K., Zhang, Z., Li, S., Hofmann, A.W., 2006. Making continental crust through slab melting: Constraints from niobium–tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4770–4782.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology* 184, 97–122.
- Zhang, R.Y., Zhai, S.M., Fei, Y.W., Liou, J.G., 2003. Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 591–601.
- Zhao, D.G., Essene, E.J., Zhang, Y.X., 1999. An oxygen barometer for rutile-ilmenite assemblages: Oxidation state of metasomatic agents in the mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 166, 127–137.

6 CONCLUSÃO

Baseado nos dados de petrografia, química mineral e espectroscopia Raman, identificamos os principais processos de formação, ordem de geração e a fugacidade de oxigênio fornecida por óxidos de Fe-Ti presentes nas rochas metamáficas (retroeclogito e granulito máfico retrógrado) das zonas de alta pressão de Cariré e Forquilha. Apresentando como conclusões principais:

- (a) Granulito máfico retrógrado da Zona Granulítica de Cariré apresenta associação de óxidos de Fe-Ti multifase consistindo de ilmenita, titanomagnetita, rutilo, espinélio e hematita. Retroeclogito da Zona Eclogítica de Forquilha possui uma associação mais simples formada por ilmenita e rutilo;
- (b) As relações texturais e minerais na região de Cariré são caracterizadas por inclusão de rutilo em ilmenita, com titanomagnetita gerada por processos de exsolução e hematita por “oxidação exsolução” e em Forquilha por inclusão de rutilo em ilmenita;
- (c) A fugacidade de oxigênio média para o granulito máfico retrógrado da Zona Granulítica de Cariré é de FMQ -2.75, determinar através do oxibarômetro rutilo-ilmenita. A fO_2 calculada é consistente com a composição da ilmenita em equilíbrio com rutilo no metamorfismo retrógrado, com composição redox dentro dos valores para rochas metamáficas em ambientes colisionais. Enquanto o estado redox dos retroeclogitos não foi determinado por esse oxibarômetro, devido à depleção em Fe^{3+} neste sistema;
- (d) Adicionalmente, foi identificado nos granulitos máficos da Zona Granulítica de Cariré processo de *overprint* metamórfico posterior ao evento retrometamórfico principal caracterizado, texturalmente, pela substituição de hornblenda por clinopiroxênio (?);
- (e) Na Zona Eclogítica de Forquilha foi identificada rocha, com associação mineral constituída por Opx + Qz + Grt, denominada de granulito pelítico sistema que é evidência de metamorfismo de alta temperatura. Caracterizações petrológicas são necessárias para confirmação e determinação das implicações dessa ocorrência na evolução geodinâmica da porção NW do Domínio Ceará Central;

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande. **Boletim Resumos**. Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. v. 6, p. 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29. 1981.
- ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixada-Quixeramobim, CE**. 1995. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- AMARAL, W. S. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. 2010. 256 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), 2010.
- AMARAL, W. S. *et al.* High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 22, p. 892-909. 2012.
- AMARAL, W. S. *et al.* 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U–Pb, Hf and Nd isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 210-222. 2015.
- AMARAL, I. R. **Propriedades estruturais e vibracionais de carbonatos fosfatos isoestruturados (sidorenkitas)**. 2017. 54 p. Dissertação (Mestrado em Física) – Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.
- ARCHANJO C. J. *et al.* Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). **International Journal of Earth Science**, v. 98, p. 1793-1807. 2009.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do grupo Ceará - domínio central, NE Brasil: da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 132 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- ARTHAUD, M. H. *et al.* Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In: PANKHURST, R. J. et al. (Eds.), West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publication*, London, v. 294, p. 49-67. 2008.
- ARTHAUD, M. H. *et al.* The Neoproterozoic Ceara Group, Ceara Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from UePb and SmeNd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**. p. 223-237, mar. 2014.
- BAUER, M. *et al.* Raman spectroscopy of laser-induced oxidation of titanomagnetites. **Journal of Raman Spectroscopy**, v. 42, p. 1413-1418, jan. 2011.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. 1975. 198 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40. 1991.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHUMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: CORDANI, U. *et al.* (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Congresso Internacional de Geologia, 31. Rio de Janeiro, p. 151-182, 2000.

BUCHER, K.; FROST, BR. Fluid transfer in high-grade metamorphic terrains intruded by anorogenic granites: the Thor Range, Antarctica. **J Petrol**, v. 47, p. 567-593. 2006.

BUCHER, K., GRAPES R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8. ed. Berlin: Springer, 2011. 441 p.

CABY, R.; ARTHAUD, M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. **Geology**, v. 14, p. 871-874, 1986.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. **Geological Society of America Special Paper**, v. 230, p. 145-158, jan. 1989.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza, 2003. 1 mapa. color. Escala 1:500.000. MME/CPRM. 2003.

CASTRO, N. A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 221 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CASTAING, C. F.; THIÉBLEMONT, T. C.; CHEVREMONT, P. Paleogeographical reconstruction of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. **Precambrian Research**, v. 69, p. 327-344. 1994.

COSTA, M. J. *et al.* Geologia da Bacia Jaibaras: Ceará, Piauí e Maranhão. **Projeto Jaibaras**. DNPM/CPRM, Recife, v. 5, 1973.

COSTA, F. G. *et al.* Idade U-Pb (LA-ICPMS) em zircão e isótopos de Nd para granitoides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Domínio Ceará Central: implicações para magmatismo neoproterozoico sin-colisional no domínio norte da Província Borborema. **Geologia USP série científica**, São Paulo, v. 13, p. 159-174. 2013.

DELGADO, I. M. *et al.* (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. *et al.* (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, mapas e GIS**. Brasília: CPRM, 2003. cap. 5, p. 227-234.

DE WIT, M. J. *et al.* Geological map of sectors of Gondwana reconstructed to their disposition ca. 150Ma. **AAPG**, Tulsa. 1988.

DE WIT, M. J.; STANKIEWICZ, J.; REEVES, C. Restoring Pan-African-Brasiliano connections: more Gondwana control, less Trans-Atlantic corruption. In: PANKHURST, R.J. *et al.* (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. **Geological Society, London, Special Publication**, London, v. 294, p. 399–412. 2008.

DROOP, G.T.R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. **Mineralogical Magazine**, v. 51, p. 431-437. 1987.

FARYAD, S. W.; FIŠERA, M. Olivine-bearing symplectites in fractured garnet from eclogite, Moldanubian Zone (Bohemian Massif) - a short-lived, granulite facies event. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 33, p. 597-612. 2015.

FARYAD, S.W. *et al.* Two-stage garnet growth in coesite eclogite from the southeastern Papua New Guinea (U)HP terrane and its geodynamic significance. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 174. 2019.

FETTER, A. H. **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**. 1999. 164 p. Thesis (*Ph.D.*) – Department of Geology, Universidade do Kansas, Lawrence (KS), 1999.

FETTER, A. H. *et al.* U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 102-106. 2000.

FETTER, A. H. *et al.* Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 265-273, 2003.

GARCIA, M. G. M.; ARTHAUD, M. H. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena e Ceará Central (NE Brasil). **Revista de Geologia**, v. 17, p. 173-191. 2004.

GARCIA, M. G. M. *et al.* Retroeclogitos nas nappes brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43., 2006, Aracajú. **Anais**. Aracajú: SBG, p. 23.

GANADE DE ARAÚJO, C. E. *et al.* Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift-related basin? **Gondwana Research**, v. 6, p. 265-273. 2010a.

GANADE DE ARAÚJO, C. E. *et al.* **Mapa Geológico da Folha Novo Oriente (SB-24-V-C-VI) – Escala 1:100.000.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Residência de Fortaleza. 2011.

GANADE DE ARAUJO, C. E. *et al.* Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. **Lithos**, v. 202-203, p. 167-189, may. 2014.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. Faixa de alto grau da região de cariré. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 13., 1989, Fortaleza. Resumos [...]. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989.

GHIORSO, M. S.; EVANS, B. W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the FE-TI two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. **Am. J. Sci**, v. 308, p. 957–1039. 2008.

HOLLAND, T., POWER, R. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. **Contrib. Mineral Petrol.**, v. 145, p. 492–501. 2003.

KRONER, A.; CORDANI, U. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, p. 325-352. 2003.

LESQUER, A.; BELTRAO, J. F.; DE ABREU, F. A. M. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. **Tectonophysics**, v. 110, p. 9-26. 1984.

LINDSLEY, D. H. (ed.). **Oxides minerals: petrologic and magnetic significance.** 25. v. New York: Mineralogical Society of America, 1991. 509 p.

LIU, J. G. *et al.* Petrotectonic characterization of the Kokchetav Massif and the Dabie-Sulu terranes—Ultrahigh-P metamorphism in the so-called P-T Forbidden-Zone: Western Pacific. **Earth Sciences**, v. 2, p.119–148. 2002.

LIU, J. G. *et al.* Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan Model. **Int. Geol. Rev.**, v. 46, 1–27. 2004.

MARTINS, G. **Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões Choró.** 2000. 218 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), 2000.

MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M. The Algodões amphibolite-tectonite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. **Gondwana Research**, v. 15, p. 71-85. 2009.

MONIÉ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará. **Precambrian Research**, v. 81, p. 241-264, 1997.

NOGUEIRA NETO, J. A. **Evolução Geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da Província Borborema**. 2000. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 2000.

PADILHA, A. L. *et al.* Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil. **Geology**, v. 42, p. 91–94, jan. 2014.

PADILHA, A. L. *et al.* Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana. **Tectonophysics**, v. 699, p. 164–177. 2017.

PATTISON, D. R. M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 21, p. 21–34. 2003.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004, p. 525-536.

PERFENOFF, A.; POMEROL, P.; TOURENQ, J. Les minéraux en grains: methods d'étude et de détermination. 6. ed. Paris: Editora Masson Et Cie, 1970. 303 p.

PINÉO, T. R. G. *et al.* **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza, 2020. 1 mapa. color. Escala 1:500.000. MME/CPRM. 2020.

PITOMBEIRA, J. P. A. **Evolução crustal e geodinâmica do complexo granito-migmatítico Pacatuba-Maranguape, Domínio Ceará Central, Província Borborema**. 2019. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas (SP), 2019.

ROSENBLUM, S.; BROWNFIELD, I. K. **Magnetic susceptibilities of minerals**. USGS. 2000.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. In: South American Symposium of Isotope Geology, 4., 2003, Salvador. **Short Papers** [...]. Salvador, Brazil, 2003.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW segment of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 271-284. 2008.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pan-African Dahomey Belt, SW Central Africa. **Geological Society, London, Special Publication**, London, v. 294, p. 101-109. 2008.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 15, p. 454–470. 2009.

SANTOS, T. J. S. *et al.* U-Pb and Lu-Hf ages of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for Western Gondwana assembly. **Gondwana Research**. 2014.

SANTOS, T. J. S. *et al.* U–Pb age of the coesite-bearing eclogite from NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for western Gondwana assembly. **Gondwana Research**, v. 28, p. 1183-1196, oct. 2015.

SIAL, A. N.; FIGUEIREDO, M. C. H.; LONG, L. E. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. **Chemical Geology**, v. 31, p. 271-283. 1981.

SILVA, L. C. *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p.529-544. 2002.

SMITH, E.; DENT, G. **Modern Raman Spectroscopy – A Practical Approach**. John Wiley and Sons Ltd, 2005. 210 p.

SPEAR, F.S.; PEACOCK, S. M. **Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths**. American Geophysical Union, 1989. v. 7, 102 P.

TAO, R.; *et al.* High-pressure experimental verification of rutile-ilmenite oxybarometer: Implications for the redox state of the subduction zone. **Science China Earth Sciences**. 2017.

TROMPETTE, R.; CAROZZI, A. V. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma); Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America. **GeoJournal**, v. 36, p. 435-437, aug. 1995.

UNSWORTH, M. Magnetotelluric studies of active continent-continent collisions. **Surveys in Geophysics**, v. 31, p. 137-161. 2010.

VAUCHEZ, A. *et al.* The Borborema shear zone system, *NE Brazil*. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 247-266. 1995.

VAN SCHMUS, W. R. *et al.* The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research**, v. 127, p. 284-327. 2003.

VAN SCHMUS, W. R. *et al.* Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society, London, Special Publication**, v. 294, p. 69-99. 2008.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 227–252, june. 2011.

WANG, A. *et al.* A database of standard Raman spectra of mineral and related inorganic crystals. **Applied Spectroscopy**, v. 48, p. 959–968. 1994.

WANG, A. *et al.* Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001. **American Mineralogist**, v. 89, p. 665-680. 2004.

WHITE, R. W. *et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. **Journal of metamorphic Geology**, v. 32, p. 261-286. 2014.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist** 95, 185-187. 2010.

WIEDERKEHR, M. *et al.* From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. **Swiss J. Geosci**, v. 101, p. 127-155. 2008.

WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4. ed. Editora Springer International, 1976. 334 p.

ZHAO, D. G., ESSENE, E. J., ZHANG, Y. X. An oxygen barometer for rutile-ilmenite assemblages: Oxidation state of metasomatic agents in the mantle. **Earth Planet Sci. Lett**, v. 166, p. 127–137. 1999.

APÊNDICE A – QUÍMICA MINERAL DOS ÓXIDOS DE FE-TI**ILMENITA
(DCM40B)**

Análises de grãos de ilmenita presentes em granulito máfico retrógrado – Zona Granulítica de Cariré

Sample	dcm40b									
TiO ₂	51.62	51.84	51.50	49.15	51.87	51.75	49.86	50.42	51.57	51.45
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	2.88	2.27	2.54	4.19	2.71	2.42	5.99	3.45	3.089	2.81
FeO	45.30	45.46	45.12	43.16	45.36	45.36	43.767	44.08	44.55	44.72
MnO	0.51	0.51	0.52	0.58	0.69	0.78	0.71	0.80	1.64	1.43
MgO	0.29	0.38	0.34	0.22	0.12	0.15	0.11	0.14	0.00	0.00
CaO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.08	0.13	0.22	0.11	0.06	0.04
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
ZnO	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05
NiO	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
CoO	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02
Sum	100.44	100.25	99.86	97.00	100.68	100.38	100.15	98.73	100.69	100.26
Ti	0.973	0.978	0.976	0.958	0.975	0.977	0.941	0.967	0.971	0.973
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.054	0.044	0.049	0.083	0.052	0.047	0.119	0.067	0.059	0.054
Fe ²⁺	0.949	0.952	0.950	0.934	0.948	0.950	0.912	0.939	0.932	0.939
Mg	0.011	0.014	0.013	0.009	0.005	0.006	0.004	0.005	0.000	0.000
Mn	0.011	0.011	0.011	0.013	0.015	0.016	0.015	0.017	0.035	0.031
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Co	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.006	0.003	0.002	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
O	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Xilm	0.950	0.952	0.950	0.935	0.949	0.951	0.914	0.940	0.932	0.940
Xhem	0.027	0.021	0.024	0.041	0.025	0.023	0.057	0.033	0.029	0.027
Xgk	0.011	0.014	0.013	0.009	0.005	0.006	0.004	0.005	0.000	0.000

Análises de grãos de ilmenita presentes em granulito máfico retrógrado – Zona Granulítica de Cariré

Sample	dcm40b
TiO ₂	51.31
Al ₂ O ₃	0.00
Fe ₂ O ₃	3.34
FeO	44.56
MnO	1.35
MgO	0.05
CaO	0.04
Na ₂ O	0.00
K ₂ O	0.01
Cr ₂ O ₃	—
V ₂ O ₃	—
ZnO	0.07
NiO	0.01
CoO	0.00
Sum	100.40
Ti	0.969
Cr	—
V	—
Al	0.000
Fe ³⁺	0.063
Fe ²⁺	0.935
Mg	0.002
Mn	0.029
Ni	0.000
Zn	0.001
Co	0.000
Ca	0.001
Na	0.000
K	0.000
Total	2.000
O	3.000
Xilm	0.936
Xhem	0.032
Xgk	0.002

RUTILO
(DCM40B)

Análises de rutilo presentes em granulito máfico retrógrado – Zona Granulítica de Cariré

Sample	dcm40B
TiO ₂	92.03
Al ₂ O ₃	0.05
Fe ₂ O ₃	3.91
FeO(t)	0.00
MnO	0.03
MgO	0.01
CaO	2.05
Sum	97.69
Ti	0.963
Al	0.001
Fe ³⁺	0.041
Fe ²⁺	0.000
Mg	0.000
Mn	0.000
Ca	0.031
Total	1.036
O	2.000
Xrt	0.972

ILMENITA
(DCM67)

Análises de ilmenita presentes em retroeclogito – Zona Eclogítica de Forquilha

Sample	dcm67	dcm67	dcm67	dcm67	dcm67	dcm67
TiO ₂	54.12	54.28	53.95	52.25	52.66	53.24
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	43.87	44.38	44.65	42.96	46.03	45.84
MnO	0.68	0.72	0.70	0.64	0.75	0.72
MgO	0.23	0.21	0.23	0.27	0.31	0.18
CaO	0.06	0.05	0.03	0.07	0.00	0.05
Na ₂ O	0.05	0.00	0.03	—	—	—
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.10	0.10	0.05
V ₂ O ₃	—	—	—	0.46	0.42	0.49
ZnO	0.02	0.04	0.02	0.09	0.00	0.04
NiO	0.00	0.01	0.01	0.06	0.05	0.07
CoO	0.03	0.03	0.02	—	—	—
Sum	99.08	99.71	99.66	96.96	100.34	100.69
Ti	1.037	1.034	1.027	1.023	0.994	1.003
Cr	—	—	—	0.002	0.002	0.001
V	—	—	—	0.010	0.008	0.010
Al	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.934	0.940	0.945	0.935	0.966	0.960
Mg	0.009	0.008	0.009	0.010	0.011	0.007
Mn	0.015	0.015	0.015	0.014	0.016	0.015
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Zn	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001
Co	0.001	0.001	0.000	—	—	—
Ca	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001
Na	0.003	0.000	0.002	—	—	—
K	0.000	0.000	0.000	—	—	—
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
O	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Xilm	0.919	0.925	0.933	0.923	0.967	0.957
Xhem	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Xgk	0.009	0.008	0.009	0.010	0.012	0.007

RUTILO
(DCM67)

Análises de rutilo presente em retroeclogito – Zona Eclogítica de Forquilha

Sample	dcm67	dcm67
TiO ₂	97.88	92.42
Al ₂ O ₃	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.44	5.94
FeO	0.00	0.00
MnO	0.00	0.08
MgO	0.01	0.01
CaO	0.37	0.65
Sum	99.56	98.49
Ti	0.990	0.964
Al	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.015	0.062
Fe ²⁺	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000
Mn	0.000	0.001
Ca	0.005	0.010
Total	1.010	1.036
O	2.000	2.000
Xrt	0.990	0.960

ILMENITA
(DCM93)

Análises de grãos de ilmenita presente em retroclogito – Zona Eclogítica de Forquilha

Sample	dcm93	dcm93	dcm93	dcm93
TiO ₂	52.90	52.25	52.17	52.75
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.02
Fe ₂ O ₃	0.000	1.122	0.788	0.000
FeO(t)	45.492	44.946	45.066	45.418
MnO	0.27	0.31	0.32	0.34
MgO	0.91	0.91	0.76	0.58
CaO	0.03	0.04	0.01	0.05
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.00	0.12	0.00	0.08
V ₂ O ₃	0.53	0.46	0.34	0.42
ZnO	0.07	0.09	0.01	0.09
NiO	0.08	0.04	0.21	0.03
CoO	—	—	—	—
Sum	100.29	100.16	98.82	99.64
Ti	0.995	0.983	0.988	1.000
Cr	0.000	0.002	0.000	0.002
V	0.011	0.009	0.007	0.008
Al	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.000	0.022	0.016	0.000
Fe ²⁺	0.951	0.939	0.948	0.957
Mg	0.034	0.034	0.028	0.022
Mn	0.006	0.006	0.007	0.007
Ni	0.002	0.001	0.004	0.001
Zn	0.001	0.002	0.000	0.002
Co	—	—	—	—
Ca	0.001	0.001	0.000	0.001
Na	—	—	—	—
K	—	—	—	—
Total	2.000	2.000	2.000	2.000
O	3.000	3.000	3.000	3.000
Xilm	0.952	0.941	0.949	0.956
Xhem	0.000	0.011	0.008	0.000
Xgk	0.034	0.034	0.028	0.022

ILMENITA
(DCM97)

Análises de grãos de ilmenita presente em retroeclogito – Zona Eclogítica de Forquilha

Sample	dcm97	dcm97
TiO ₂	52.04	50.81
Al ₂ O ₃	0.01	0.03
Fe ₂ O ₃	1.79	2.39
FeO	44.99	44.10
MnO	0.76	0.82
MgO	0.35	0.30
CaO	0.19	0.18
Na ₂ O	—	—
K ₂ O	—	—
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05
V ₂ O ₃	0.35	0.38
ZnO	0.27	0.10
NiO	0.00	0.00
CoO	—	—
Sum	100.57	98.90
Ti	0.979	0.972
Cr	0.000	0.001
V	0.007	0.008
Al	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.035	0.047
Fe ²⁺	0.940	0.936
Mg	0.013	0.011
Mn	0.016	0.018
Ni	0.000	0.000
Zn	0.005	0.002
Co	—	—
Ca	0.005	0.005
Na	—	—
K	—	—
Total	2.000	2.000
O	3.000	3.000
Xilm	0.942	0.938
Xhem	0.017	0.023
Xgk	0.013	0.011