



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ELIAS ANTÔNIO CABRAL CORDEIRO

**AURÉOLA DE METAMORFISMO DE CONTATO DA  
PORÇÃO OESTE DO GRANITO MERUOCA –  
NOROESTE DO CEARÁ**

GEOCIÊNCIAS

U F P A

**BELÉM-PARÁ  
FEVEREIRO-2011**

**ELIAS ANTÔNIO CABRAL CORDEIRO**

**AURÉOLA DE METAMORFISMO DE CONTATO DA PORÇÃO OESTE  
DO GRANITO MERUOCA – NOROESTE DO CEARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Rosemery da Silva Nascimento.

**BELÉM-PA  
2011**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

C794c Cordeiro, Elias Antônio Cabral

Auréola de metamorfismo de contato da porção oeste do Granito Meruoca – Noroeste do Ceará / Elias Antônio Cabral Cordeiro; Orientador: Rosemery da Silva Nascimento – 2011  
108 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Metamorfismo (Geologia). 2. Granito Meruoca. 3. Formação Pacujá. 4. Petrografia. 5. Ceará (CE). I. Nascimento, Rosemery da Silva, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20 ed.: 552.4098131

---

**ELIAS ANTÔNIO CABRAL CORDEIRO**

**AURÉOLA DE METAMORFISMO DE CONTATO DA PORÇÃO OESTE  
DO GRANITO MERUOCA – NOROESTE DO CEARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data da aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

Prof<sup>a</sup>. Rosemery da Silva Nascimento – Orientadora  
Doutora em Geociências  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. José Augusto Martins Corrêa – Membro  
Doutor em Geociências  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Ronaldo Lima Lemos – Membro  
Mestre em Ciências  
Universidade Federal do Pará

*A meus pais Elias e Rosa Cordeiro,  
minhas irmãs Érika e Elisa e famílias  
À Iderlândia*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao *verdadeiro Deus*, digno de receber a glória, a honra e o poder; porque criou todas as coisas, existem e foram criadas conforme tua vontade (Ap. 4:11).

O autor agradece às seguintes pessoas e entidades que colaboraram para a realização deste trabalho:

À Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura;

Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA);

À professora Dr<sup>a</sup>. Rosemery Nascimento pela orientação, amizade, apoio, incentivo, paciência e por acreditar e confiar em mim;

Ao professor Dr. Paulo Gorayeb, pela co-orientação, amizade e ajuda no estudo petrográfico, assim como me ensinar o que é fazer geologia;

Ao professor Dr. Afonso Nogueira pela ajuda no estudo petrográfico dos arenitos.

Aos meus amigos e colegas de graduação que, ao caminharmos juntos através desta luta na academia, rimos, choramos, brincamos e brigamos, tais como: François, Daniele Nascimento, Márcia Brasil, Gleidson Barros, Fabrício (Melhor do Mundo), Rômulo Borges, Mavic, Bruno Leal, Daniele Sarmanho, Wagner Vítor (vulgo Bok), Everton Dynelli, Alexandra Lalôr, Geane Carolina e Darlly Érika;

Ao Grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC), através dos colegas Rômulo, Gleidson, Vanessa, Luciana, Ediane, Suzana, Marilúcia, Mirlaine e Amanda;

Aos professores que contribuíram de maneira direta ou indireta para minha formação e amadurecimento nesta jornada na UFPA: Paulo Gorayeb, Rosemery Nascimento, Vizeu Pinheiro, Wladmir Távora, Mario Caputo, Cláudio Lamarão, Valéria Pinheiro, Marcio Santos, Netuno Villas, Vânia Barriga, Francisco Matos e Afonso Nogueira;

A toda minha família pela paciência e complacência, especialmente a minha mãe guerreira e batalhadora, Rosa Cordeiro, que entre altos e baixos, tornou possível a realização deste sonho.

***"O rio corta a rocha não por causa de sua força, mas por causa de sua persistência."***

***Jim Watkins***

## RESUMO

O metamorfismo de contato representa o melhor exemplo de transferência termal emanado por meio de plútons graníticos, em níveis crustais rasos, com transformações minerais e texturais nas rochas encaixantes, resultando em uma rocha maciça e extremamente compacta, designada de *hornfels*. Na região noroeste do Ceará, no Domínio Médio Coreaú, setor noroeste da Província Borborema, este tipo de metamorfismo tem sido relatado ao redor de corpos graníticos de dimensões batolíticas, que afloram principalmente perto de zonas de cisalhamento, como o Granito Meruoca. O presente trabalho objetiva caracterizar o metamorfismo de contato que ocorre nas rochas encaixantes da porção oeste do Granito Meruoca, representada pelos arenitos da Formação Pacujá (Grupo Jaibaras), por meio de análise petrográfica. O perfil estudado está localizado entre as cidades de Coreaú e Alcântaras (CE), seguindo pela estrada CE-241 em direção a Serra da Meruoca. Foram estudados 5 afloramentos (2008-TEC-01 a 05), com coleta de 14 amostras, na qual foram confeccionadas 15 lâminas. O estudo petrográfico revelou rochas sedimentares detríticas, que variam de arenitos a arenitos conglomeráticos e composicionalmente, arcósios a arcósios líticos impuros, contendo porções de composição pelítica, carbonática e básica. A primeira fase metamórfica ( $M_0$ ) é representada pelas rochas fora da aureóla, que mostram transformações geradas pelo metamorfismo de soterramento e hidrotermal em condições de fácies xisto verde baixo, zona da clorita ( $T=300-350^{\circ}\text{C}$ ;  $P=2-3$  kbar). A auréola inicia-se a aproximadamente 500 m do Granito Meruoca (fase  $M_1$ ), com a cristalização da biotita, que não ocorre na fase  $M_0$ , gerando uma rocha escura e muito compacta, em condições de fácies albita-epidoto-*hornfels*, isógrada da biotita ( $350-400^{\circ}\text{C}$ ). No contato com o granito, pode ser visualizadas transformações a nível integral, exibindo rochas totalmente recristalizadas com estrutura nodular ou maculosa, típico de *hornfels*. A paragênese é formada por microclina + quartzo + plagioclásio + clinopiroxênio (diopsídio) + hornblenda, em condições de fácies hornblenda *hornfels*, isógrada da granada ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ;  $P=2$  kbar), na terceira fase metamórfica ( $M_3$ ). Esta rocha foi classificada como diopsídio-hornblenda-microclina *hornfels*.

**Palavras-chave:** Metamorfismo (Geologia). Granito Meruoca. Formação Pacujá. Petrografia. Ceará (CE).

## ABSTRACT

The contact metamorphism represents the best example of thermal transfer emanated by granitic plutons at shallow crustal levels, with mineral and textural changes in rocks, resulting in an extremely compact and solid rock, called a hornfels. In the northwestern region of Ceará State, in the Médio Coreaú Domain, northwestern sector of the Borborema Province, this type of metamorphism has been reported around the granitic batholiths, which arise mainly near shear zones, such as Granite Meruoca. This work aims to characterize the contact metamorphism that occurs in host rocks of the western portion of the Granite Meruoca, represented by the sandstones of the Pacujá Formation (Jaibaras Group) through petrographic analysis. The studied profile is located between the cities of Alcântara and Coreaú (CE), following the road CE-241 toward the Meruoca Mountains. We studied 5 outcrops (2008-TEC-01 to 05), with collect 14 samples, which were made 15 thin sections. The petrographic study revealed detrital sedimentary rocks, ranging from sandstone to conglomeratic sandstones and compositionally, impure arkose to lithic arkose, containing portions of pelitic, carbonate and basic composition. The first metamorphic stage ( $M_0$ ) is represented by the rocks outside from the aureole, which show changes generated by burial and hydrothermal metamorphism in conditions of low greenschist facies, chlorite zone ( $T=300-350^{\circ}\text{C}$ ;  $P=2-3$  kbar). The aureole starts at approximately 500 m from the Meruoca Granite (stage  $M_1$ ), with crystallization of biotite, which does not occur in stage  $M_0$ , creating a dark and very compact rock in conditions of facies albite-epidote-hornfels, the biotite isograd ( $350-400^{\circ}\text{C}$ ). On contact with granite, can be viewed at full transformations, displaying rocks totally recrystallized, with structure nodulose or maculose, typical of hornfels. The paragenesis is composed of microcline + quartz + plagioclase + clinopyroxene (diopside) + hornblende in conditions of hornblende hornfels facies, garnet isograd ( $T = 600^{\circ}\text{C}$ ;  $P=2$  kbar) in the third metamorphic stage ( $M_3$ ). This rock was classified as diopside-hornblende-microcline hornfels.

**Keywords:** Metamorphism (Geology). Meruoca Granite. Pacujá Formation. Petrography. Ceará State (CE).

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1-	Mapa de localização da região noroeste do Ceará, com destaque para a Serra da Meruoca e a área de trabalho. ....	15
FIGURA 2-	Distribuição das províncias estruturais no território brasileiro, os domínios da Província Borborema, mapa geológico simplificado do Domínio Médio Coreau e a área de trabalho. ....	20
FIGURA 3-	Diagrama P-T mostrando os campos das várias fácies metamórficas.	40
FIGURA 4-	Visão geral dos afloramentos constituídos por arenitos arcoseanos (2008-TEC-01).....	47
FIGURA 5-	Conglomerado sedimentar com clastos de até 20 mm imersos em uma matriz muito fina (2008-TEC-01).....	48
FIGURA 6-	Detalhe de clastos isolados de até 25 mm, recristalizados, exibindo bordas de reação (2008-TEC-03). ....	48
FIGURA 7-	Presença de intenso fraturamento nos arenitos (2008-TEC-01).....	49
FIGURA 8-	Afloramentos à margem da estrada com topos abaulados (2008-TEC-04).....	49
FIGURA 9-	Arenito totalmente recristalizado, transformado em <i>hornfels</i> (2008-TEC-05A). ....	50
FIGURA 10-	Características macroscópicas dos arenitos (2008-TEC-01).....	51
FIGURA 11-	Contato intrusivo entre o Granito Meruoca e os arenitos da Formação Pacujá (2008-TEC-05B).....	53
FIGURA 12-	Aspecto macroscópico do Granito Meruoca coletado na pedreira do ponto 2008-TEC-02. ....	53
FIGURA 13-	Fotomicrografias em nicóis cruzados dos arenitos no ponto 2008-TEC-01 .....	62
FIGURA 14-	Fotomicrografias em nicóis cruzados das rochas no ponto 2008-TEC-03 e 04.....	63
FIGURA 15-	Fotomicrografias em nicóis cruzados dos <i>hornfels</i> no ponto 2008-TEC-05A. ....	63
FIGURA 16-	Fotomicrografias em nicóis cruzados dos <i>hornfels</i> no ponto 2008-TEC-05B .....	64
FIGURA 17-	Aspecto microscópico do Granito Meruoca (nicóis cruzados) em porções próximas ao contato (2008-TEC-02).....	66

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>12</b>
1.1	APRESENTAÇÃO .....	12
1.2	OBJETIVOS .....	13
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	14
1.4	ATIVIDADES E MÉTODOS .....	16
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>18</b>
2.1	GENERALIDADES .....	18
2.2	PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	21
<b>2.2.1</b>	<b>Grupo Martinópole.....</b>	<b>22</b>
<b>2.2.2</b>	<b>Grupo Ubajara.....</b>	<b>23</b>
<b>2.2.3</b>	<b>Grupo Jaibaras .....</b>	<b>25</b>
<b>2.2.4</b>	<b>Suíte Parapuí.....</b>	<b>27</b>
<b>2.2.5</b>	<b>Unidades Plutônicas .....</b>	<b>28</b>
<b>2.2.6</b>	<b>Formação Aprazível.....</b>	<b>33</b>
<b>3</b>	<b>O METAMORFISMO DE CONTATO .....</b>	<b>36</b>
3.1	CARACTERÍSTICAS GERAIS.....	36
3.2	FATORES DO METAMORFISMO DE CONTATO .....	37
3.3	FÁCIES DO METAMORFISMO DE CONTATO .....	38
<b>4</b>	<b>CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DE CONTATO DO GRANITO MERUOCA.....</b>	<b>41</b>
<b>5</b>	<b>APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>44</b>
5.1	GEOLOGIA DO CONTATO ENTRE O GRANITO MERUOCA E A FORMAÇÃO PACUJÁ .....	44
5.2	PETROGRAFIA.....	54
<b>5.2.1</b>	<b>Rochas Encaixantes – Formação Pacujá .....</b>	<b>54</b>
<b>5.2.2</b>	<b>Granito Meruoca .....</b>	<b>65</b>
<b>6</b>	<b>METAMORFISMO E AUREÓLA DE CONTATO .....</b>	<b>67</b>
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>71</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>73</b>
	<b>ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO E DE AMOSTRAGEM.....</b>	<b>81</b>
	<b>ANEXO B - BANCO DE DADOS DE AMOSTRAGEM.....</b>	<b>83</b>
	<b>ANEXO C - DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS.....</b>	<b>85</b>
	<b>ANEXO D - FICHA PETROGRÁFICA.....</b>	<b>91</b>

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O presente estudo, sob o título de “Auréola de Metamorfismo de Contato da Porção Oeste do Granito Meruoca – Noroeste do Ceará” constitui a atividade final relacionada ao Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), ofertada pela Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA) e está vinculado ao “*Projeto de mapeamento das Folhas Sobral, Ipu e Frecheirinha*”, financiado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), em parceria com o Instituto de Geociências da UFPA, que tem como finalidade detalhar o mapeamento geológico da região noroeste do Ceará.

A área de trabalho está localizada principalmente entre as cidades de Coreaú e Alcântaras, no noroeste do Estado do Ceará (CE) e corresponde a entidade geotectônica conhecida como Domínio Médio Coreaú, no noroeste da Província Borborema, edificada no Neoproterozóico (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; ALMEIDA et al., 1977), situada no nordeste brasileiro. Após a consolidação desta província foram gerados diversos plútons graníticos pós-orogênicos (pós-tectônicos), geralmente em descontinuidades crustais.

Um dos principais corpos aflorantes no noroeste do Ceará é o Granito Meruoca, que corresponde geomorfologicamente à Serra da Meruoca e Rosário, com elevação média entre 100 e 1020 m, estando localizado a aproximadamente 7 km a sudeste do município de Sobral (CE), principal cidade da região. Este maciço granítico possui dimensões batolíticas, com cerca de 510 km<sup>2</sup>, forma retangular e orientação na direção NE-SW, sendo truncado pela falha Café-Ipueiras na margem SE, que o delimita com o Gráben Jaibaras, uma megaestrutura com 120 km de extensão, 10-20 km de largura e direção NE-SW, com ramificações para norte em contato com o Granito Meruoca (OLIVEIRA, 2001) e que abriga a seqüência metavulcanossedimentar representada pelo Grupo Jaibaras, formada pelos conglomerados polítmicos da Formação Massapê, além dos arenitos, conglomerados, pelitos e ardósias da Formação Pacujá, intercalados a derrames vulcânicos a subvulcânicos da Suíte Parapuí.

Estas rochas já foram alvo de diversos estudos de cunho geológico, petrológico e geocronológico nos últimos 68 anos, entretanto, ainda existem diversas

questões a ser elucidadas sobre suas rochas encaixantes e relações de contato, sendo que não existem estudos pormenorizados sobre o metamorfismo de contato no Granito Meruoca.

Este trabalho compreende os arenitos da Formação Pacujá (Grupo Jaibaras), que são as rochas encaixantes no contato com o Granito Meruoca em sua porção oeste-sudoeste e visa estudar o metamorfismo de contato impresso nestas rochas por meio de observações de campo e análise petrográfica.

## 1.2 OBJETIVOS

Diversas referências sobre a geologia do Noroeste do Ceará são encontradas na literatura científica, merecendo destaque os que tiveram como objetivo estabelecer as relações estratigráficas entre os Granitos Meruoca e Mocambo com as encaixantes, como por exemplo, Costa et al. (1979), Gorayeb et al. (1988), Jardim de Sá et al. (1979), Nascimento et al. (1981) e Oliveira e Mohriak (2003).

As rochas que estão em contato com o Granito Meruoca incluem tanto litologias gnáissico-migmatíticas do embasamento pertencentes ao Complexo de Granja, quanto unidades supracrustais, compreendendo os metassedimentos dos grupos Martinópole, Ubajara e Jaibaras.

A relação de contato entre este granito e algumas formações é de natureza tectônica, como evidenciado na falha Café-Ípueiras para parte do Grupo Jaibaras. Entretanto, em diversos pontos nas rochas encaixantes relacionadas ao granito encontram-se evidências de contatos do tipo intrusivo, com a presença do metamorfismo de contato e ocorrência de *hornfels* (termometamorfitos) localizados, sobretudo, na porção oeste e norte (COSTA et al., 1979). Pela diversidade e natureza das rochas encaixantes, assim como a frequência de importantes descontinuidades estruturais impostas após a colocação do plúton, não há uma auréola de contato homogênea bordejando o batólito, tal como ocorre no Granito Mucambo, que se encontra localizado aproximadamente 15 km a sudoeste do Granito Meruoca (DANNI, 1972; GORAYEB; COIMBRA, 1995).

Nesse sentido torna-se necessário investigar a ocorrência e influência do metamorfismo de contato, sobretudo na porção oeste com o Granito Meruoca, onde

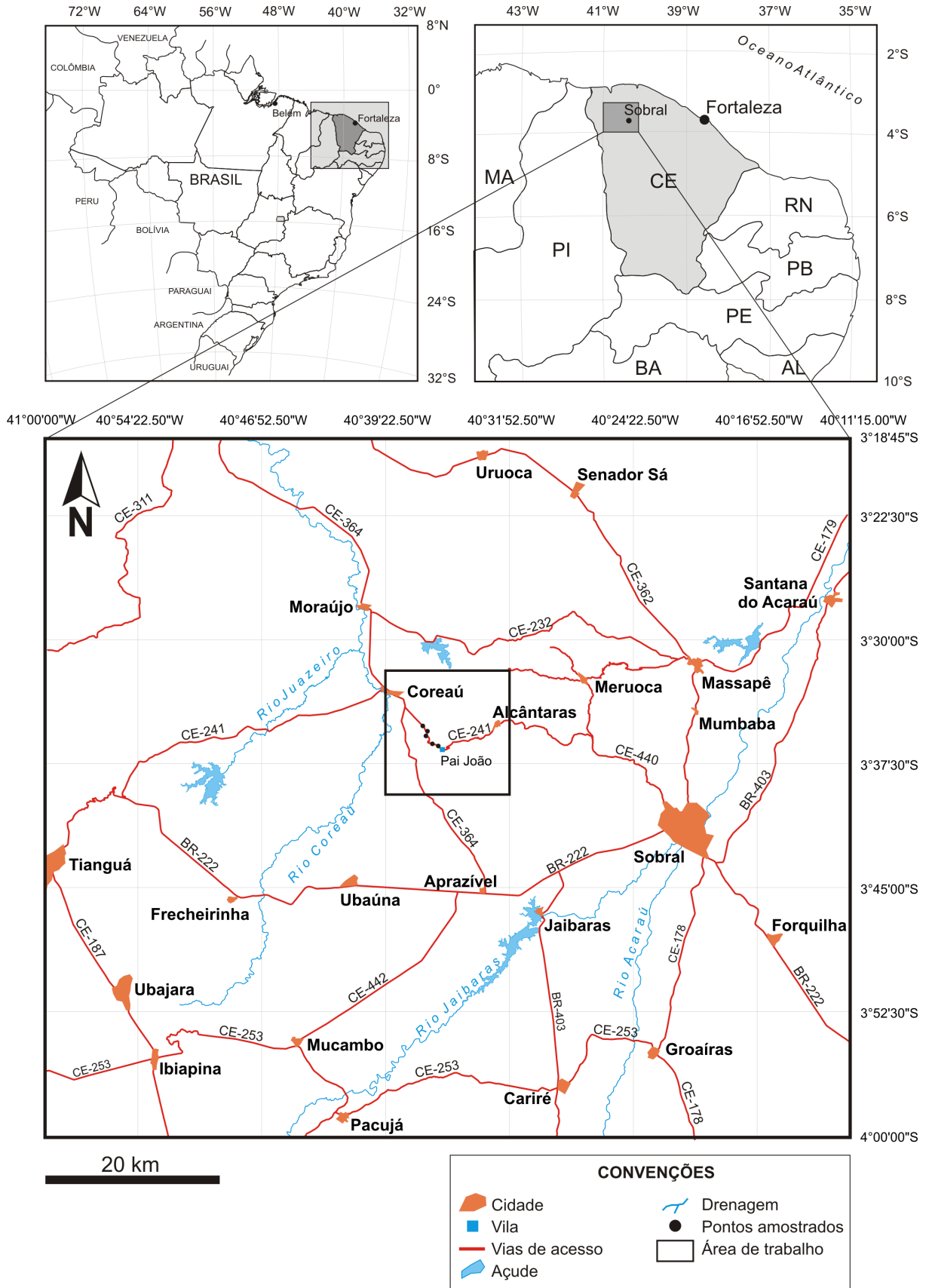
aflora uma das melhores exposições deste tipo de metamorfismo. Essas rochas são compostas atualmente pelos metarenitos do Grupo Jaibaras (COSTA et al., 1979) inserido no contexto geotectônico do Domínio Médio Coreaú (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000).

Este trabalho tem como objetivo principal desenvolver um estudo do ponto de vista essencialmente geológico e petrográfico sobre o metamorfismo de contato localizado na borda oeste do Granito Meruoca, com a finalidade de identificar as associações minerais, determinar fácies metamórficas e separar zonas de influência do metamorfismo de contato impressas nas rochas encaixantes, utilizando principalmente os trabalhos clássicos de Turner (1981), Winkler (1977) e Yardley (2004), além de diversos artigos de cunho petrológico.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho está localizada na região nordeste do Brasil, no noroeste do Estado do Ceará (Figura 1) e compreende um polígono de aproximadamente 193 km<sup>2</sup>, com coordenadas limitadas pelos paralelos 3°31'37" e 3°39'13" de latitude sul e pelos meridianos 40°31'50" e 40°39'24" de longitude oeste, inserida parcialmente na porção nordeste da folha SA.24-Y-C-VI (Folha Frecheirinha), de escala 1:100.000.

O acesso é feito principalmente por meio rodoviário, partindo da cidade de Belém (PA) pela rodovia BR-316, atravessando o estado do Maranhão até chegar à cidade de Teresina (PI). A partir daí percorre-se a BR-343 até Piri-piri (PI), seguindo pela BR-222 até a cidade de Sobral (CE), distante 238 km da capital Fortaleza (CE). A partir de Sobral segue-se pela a rodovia BR-222 até Aprazível (CE), tomando rumo norte pela CE-364, percorrendo aproximadamente 24 km em direção a cidade de Coreaú (CE) até o cruzamento com a CE-241, finalmente seguindo em direção ao município de Alcântaras (CE).



**Figura 1-**Mapa de localização da região noroeste do Ceará, com destaque para a serra da Meruoca e a área de trabalho.  
**Fonte:** Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes - DNIT (BRASIL, 2009).

## 1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos incluíram pesquisa bibliográfica, expedição de campo, atividades laboratoriais e integração dos dados.

A pesquisa bibliográfica deteve-se na consulta de diversos artigos que destacam a geologia da Província Borborema, com enfoque no Domínio Médio Coreaú, os Grupos Jaibaras e Ubajara e o Granito Meruoca, assim como obras de referência aplicadas à petrologia e ao metamorfismo de contato, estudos experimentais sobre a colocação de corpos intrusivos e seu efeito nas rochas encaixantes.

A expedição de campo utilizou os métodos clássicos da geologia de campo, como estudo de afloramentos e relações de contato, tomada de atitudes estruturais com bússola (tipo *Brunton*), localização dos pontos por meio de *GPS* em perfis transversais às bordas do batólito, no período de 6 dias, durante a realização da disciplina Estágio de Campo II, ofertada pela Faculdade de Geologia da UFPA em dezembro de 2008. Foram coletadas 14 amostras para estudo. O perfil inicia-se a partir do cruzamento entre as rodovias CE-364 e 241, distante cerca de 2 km da cidade de Coreaú (CE) e segue pela CE-241 em direção a Serra da Meruoca até a vila de Pai João.

As atividades laboratoriais envolveram duas etapas:

1<sup>a</sup>- Descrição macroscópica e estudo petrográfico de 15 lâminas delgadas originadas das amostras coletadas, que consistiu fundamentalmente na identificação mineralógica, classificação, análise textural e determinação de paragêneses metamórficas nas rochas encaixantes, executadas no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), tendo por base os estudos de Turner (1981), Yardley (2004) e Yardley, Mackenzie e Guilford (1990).

2<sup>a</sup>- Caracterização de fases minerais criptocristalinas através da Difração de Raios-X (DRX) pelo método do pó, utilizando-se equipamento marca PANalytical, modelo X'PERT MPD-PRO (PW 3040/60), com goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta) e tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu ( $K\alpha_1$  1,540598 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200 W, 60 KV. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'Celerator. Os registros foram realizados no intervalo 5 a 75° 2 $\theta$ . A aquisição e o tratamento de dados foram feitos com os softwares X'Pert Data Colletor, versão 2.1a, e X'Pert HighScore versão 2.1b, respectivamente, ambos da PANalytical. Os

equipamentos pertencem ao Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da UFPA.

Para a parte cartográfica foi elaborado um mapa geológico integrado, que mostra os pontos de amostragem e as isotermas da auréola de contato (Anexo A). As bases cartográficas foram compiladas do mapa geológico da Folha Frecheirinha (GORAYEB et al., 2010), e editadas através dos *softwares* ArcGis, Global Mapper e Google Earth, no Laboratório de Cartografia Geológica (Geocart) da Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências/UFPA.

O tratamento e a interpretação dos dados incluíram a utilização das informações obtidas na expedição de campo e atividades laboratoriais que foram integrados nesta monografia.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 GENERALIDADES

A Província Borborema (ALMEIDA et al., 1977) representa a província estrutural brasileira localizada no extremo leste da Plataforma Sul-Americana, compondo juntamente com as províncias São Francisco e Mantiqueira, o Escudo Atlântico. Foi definida inicialmente como uma ampla e complexa região de dobramentos (cinturão orogênico), dividida por falhas e cinturões de cisalhamento, onde foram gerados episódios magmáticos, tectônicos e termais, com consolidação e estruturação final ocorrida do final do Neoproterozóico (Ediacariano) ao início do Paleozóico (Cambriano), no evento designado de Ciclo Brasileiro (SANTOS; BRITO NEVES 1984). É limitada a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (Figura 2). Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000) dividiram a província em cinco principais domínios estruturais: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Central (ou Transversal) e Sul (Figura 2).

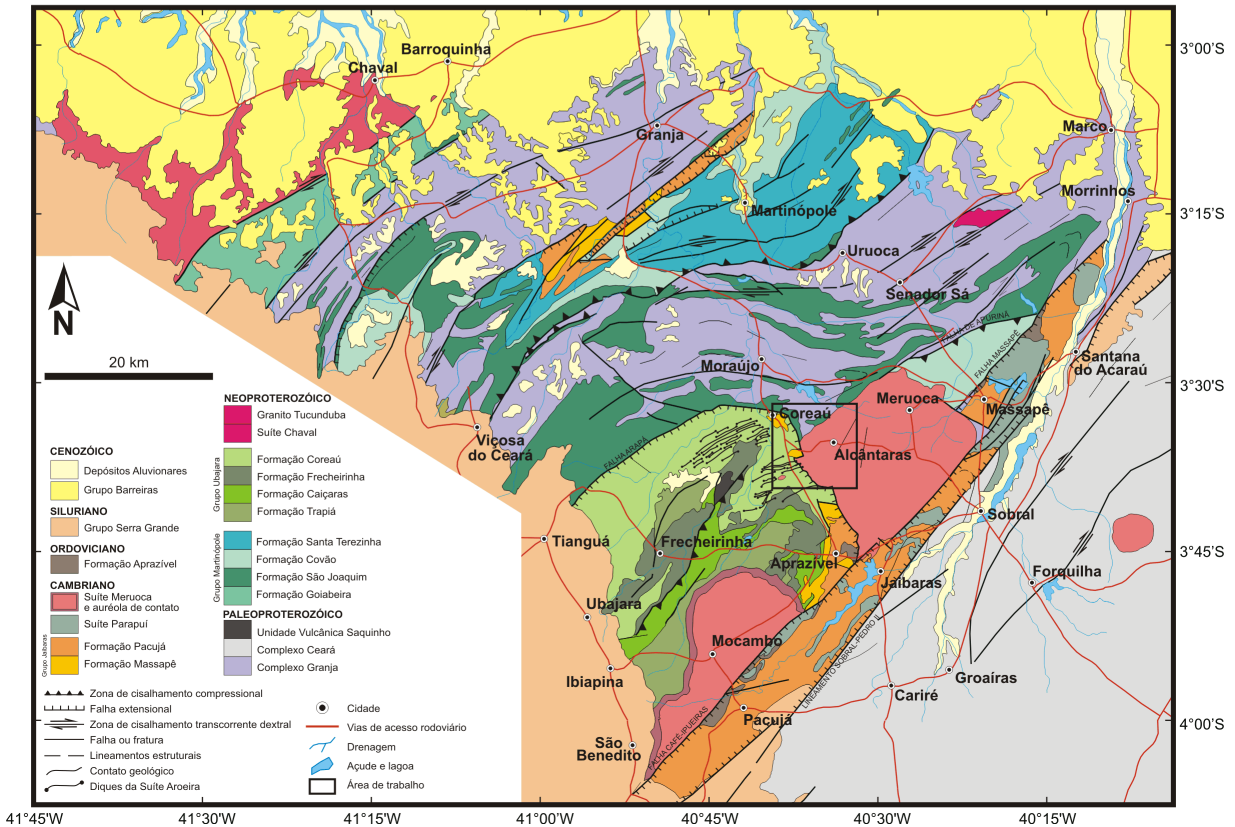
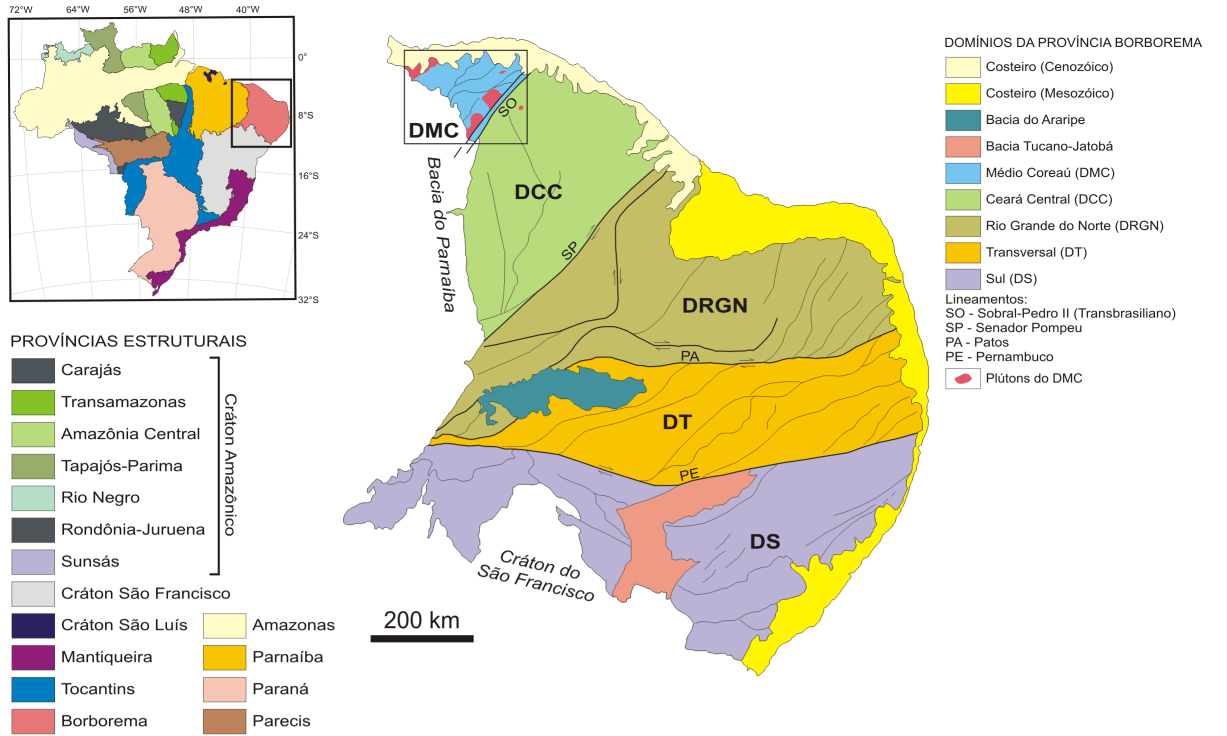
A região noroeste do Ceará é representada pelo Domínio Médio Coreaú (DMC), localizado na margem noroeste da Província Borborema, com área de aproximadamente 10.000 km<sup>2</sup> (FETTER et al., 1997). Este domínio crustal tem como limite ocidental o plúton Chaval e no limite sudeste a falha Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), uma grande zona de cisalhamento com direção NE-SW que tem como correspondente africano a falha Kandi ou Hoggar, que o separa do Domínio Ceará Central (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000). Em toda sua extensão sudoeste é recoberto pela Bacia do Parnaíba e na porção norte e nordeste pelos sedimentos costeiros.

O Domínio Médio Coreaú consiste de um embasamento formado por rochas metamórficas de alto grau juvenis (complexo gnáissico-migmatítico), datadas do final do Paleoproterozóico, que reúnem ortognaisses, migmatitos e granulitos, alguns com afinidades de suítes TTG (trondjemito-tonalito-granodiorito) (SANTOS et al., 2001), sendo designado de Complexo Granja (NASCIMENTO et al., 1981). Sobrejacentes ao embasamento ocorrem além de seqüências plataformais rasas vulcano-sedimentares distais do Grupo Martinópole e pelítico-carbonáticos proximais do Grupo Ubajara, neoproterozóicos, que podem ser fragmentos capturados da

margem esquerda do cinturão africano Dahomeano-Farusiano em nosso continente durante a deriva pós-mesozóica (BRITO NEVES; CAMPOS NETO; FUCK, 1999), seguidos de unidades formadas por depósitos clásticos imaturos do Grupo Jaibaras, com intercalações de rochas vulcânicas de caráter bimodal da Suíte Parapuí.

Nestas seqüências supracrustias acima citadas estão alojados diversos plútons graníticos, como o Chaval e o Tucunduba (sin-tectônicos), Meruoca, Mucambo e Serra da Barriga (pós-tectônicos), que truncam tanto o embasamento quanto as rochas supracrustais, estando compartimentados ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

Os granitos Meruoca e Mocambo desenvolvem aureólas de metamorfismo de contato, evidenciando nas rochas encaixantes o contraste térmico entre elas e os granitos. No Granito Meruoca a auréola é parcialmente mascarada por falhas posteriores à sua colocação, mas é registrada tanto no embasamento, quanto nas rochas supracrustais. Após a colocação do batólito Meruoca, ocorreu um último pulso deposicional na Bacia Jaibaras, de caráter rudítico, representado pela Formação Aprazível, que contém fragmentos deste granito e não mostra metamorfismo de contato (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000).



**Figura 2-**Distribuição das províncias estruturais no território brasileiro, os domínios da Província Borborema, mapa geológico simplificado do Domínio Médio Coreau e a área de trabalho.  
**Fonte:** Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000); Vasconcelos et al. (2004).

## 2.2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

As unidades pertencentes ao Domínio Médio Coreau (DMC) serão descritas a seguir em ordem estratigráfica, iniciando da mais antiga (base), segundo as propostas de Costa et al. (1979), Gorayeb et al. (1988), Nascimento et al. (1981), Oliveira (2000) e Santos (1999), com base no mapa geológico da Folha SA.24-Fortaleza (VASCONCELOS et al., 2004). A coluna litoestratigráfica está sintetizada na Tabela 1.

O embasamento é representado pelo **Complexo Granja** (NASCIMENTO et al., 1981), que ocorre na porção central a noroeste do DMC, intercalado às rochas do Grupo Martinópolis, tendo como limites a norte os sedimentos costeiros, a nordeste a Suíte Chaval, a sudeste as formações Ubajara e Jaibaras com o Granito Meruoca e a sudoeste a Bacia do Parnaíba. Reúne uma associação de rochas de alto a médio grau metamórfico, na facies granulito com retrometamorfismo pontual até xisto verde alto, constituída por gnaisses e granulitos de orto- e paraderivação, assim como migmatitos (SANTOS, 1999).

Santos et al. (2001) dividiram o Complexo Granja em três seqüências: seqüência I, representada por uma suíte de rochas com afinidade TTG (biotita gnaisses e anfibólio gnaisses) e anfibolitos restritos; seqüência II, composta de granulitos orto- e paraderivados, compostos por granulitos máficos, gnaisses enderbíticos, silimanita-granada gnaisses (kondalitos e kinzigitos) e seqüência III, formada pelos migmatitos estromáticos e bandados. Menciona também que os quartzitos associados estão relacionados a zonas de alta deformação e podem representar os produtos da milonitização de gnaisses.

Determinações geocronológicas U-Pb e Sm-Nd em gnaisses e granulitos de ortoderivação indicam idades entre 2,36 a 2,30 Ga, interpretado como a idade de cristalização de seus protólitos ígneos (FETTER et al., 2000; SANTOS et al., 2004; SANTOS et al., 2009). Idades U-Pb em titanita nos migmatitos e Sm-Nd nos granulitos forneceram valores variando entre 553 e 557 Ma, indicando o Ciclo Brasileiro como importante evento tectono-termal de geração de estruturas, granulitização e migmatização (SANTOS, 1999; SANTOS et al., 2008a).

### 2.2.1 Grupo Martinópolis

O Grupo Martinópolis compõe-se rochas metassedimentares de granulação fina depositadas em ambiente de baixa energia, correspondendo a um rift intracontinental em margem continental subsidente, evoluindo para condições marinhas em plataforma rasa, representando um ciclo tectonossedimentar completo (SANTOS et al., 2004; SANTOS; BRITO NEVES, 1984). Seu contato com o embasamento geralmente se dá por meio de cavalgamentos para NW e zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (SANTOS, 1999). É subdividido, segundo Prado et al. (1981) e Santos (1999), em quatro formações, da base para o topo: Goiabeira, São Joaquim, Covão e Santa Terezinha.

A **Formação Goiabeira** é formada por xistos diversos com granada, cianita e estauroлита, além de quartzitos ferríferos e paragnaisses quartzo-feldspáticos, que se originam de protólitos pelíticos, caracterizando típico metamorfismo barroviano em fácies anfíbolito (SANTOS et al., 2004).

A **Formação São Joaquim** é composta principalmente por quartzitos, com intercalações subordinadas de xisto, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas e metariolitos miloníticos, com paragêneses que incluem cianita, silimanita, muscovita e estauroлита, indicando metamorfismo de fácies anfíbolito (SANTOS, 1999; SANTOS et al., 2004).

A **Formação Covão** é uma seqüência composta por muscovita-quartzo-sericita-clorita xistos e pequenas camadas de quartzito. A paragênese mineral (clorita-quartzo-mica branca) e as características microtectônicas do quartzito (lamelas e bandas de deformação, limite entre subgrãos) em quartzito sugerem condições de fácies prehnita-pumpellyita a xisto verde (SANTOS et al., 2004; 2008a).

A **Formação Santa Terezinha**, no topo da seqüência, consiste de xistos ricos em quartzito, filitos variados, metapelitos, metacarbonatos (dolomitos, calcários e margas) com associações de cherts, grauvacas, diamictitos, ritmitos, quartzitos e metariolitos intercalados (SANTOS et al., 2004; 2008a).

Os metariolitos que ocorrem intercalados, tanto na Formação Santa Terezinha quanto na Formação São Joaquim foram analisados utilizando métodos U-Pb em zircão, com intercepto superior fornecendo a idade de  $777 \pm 11$  Ma (Criogeniano, do Neoproterozóico), interpretada como a idade de cristalização do

riolito e a probabilidade de sedimentação do Grupo Martinópolis (FETTER et al., 2003).

### 2.2.2 Grupo Ubajara

Restrito à porção sul do Domínio Médio Coreaú, o Grupo Ubajara tem como limites ao norte a Falha Arapá, que o separa do Grupo Martinópolis e do Complexo Granja. Sua porção sudoeste é limitada pela Bacia do Parnaíba, a parte sudeste está em contato com o Granito Mucambo onde desenvolve metamorfismo de contato e a porção nordeste é truncada pelo Granito Meruoca e parte do Grupo Jaibaras. Costa et al. (1979) subdividiu o Grupo Ubajara (na época Grupo Bambuí) em quatro formações, da base para o topo: Trapiá, Caiçaras, Frecheirinha e Coreaú.

A **Formação Trapiá** é composta por uma intercalação de metarenitos finos a grossos (quartzitos) de composição arcoseana, com metassiltitos e metaconglomerados subordinados, exibindo estratificação plano-paralela e cruzada de pequeno porte (GORAYEB et al., 1988).

A **Formação Caiçaras**, que se sobrepõe em contato gradacional com a seqüência anterior, é composta principalmente por ardósias roxas, vermelhas, cinza esverdeadas e amarronzadas com manchas esbranquiçadas (NASCIMENTO et al., 1981), apresentando foliação bem desenvolvida (clivagem ardoseana) e cortada por veios de quartzo (GORAYEB et al., 1988), podendo em algumas partes gradar até metasiltilito amarelado.

A **Formação Frecheirinha**, em contato inferior transicional com a Formação Caiçaras, é formada por metacalcários de granulação fina e aspecto afanítico, geralmente piritosos, cor preta, cinza escura e cinza-azulado, mais raramente creme e rosado, com intercalações de delgados níveis margosos e grafitosos, metassiltitos e quartzitos finos escuros, assim como lentes de conglomerados (COSTA et al., 1979; GORAYEB et al., 1988).

A seqüência Ubajara é finalizada com a **Formação Coreaú**, sobreposta concordantemente em contatos transicionais e interdigitados com os calcários da Formação Frecheirinha (COSTA et al., 1979), e representa uma associação de sedimentos clásticos imaturos, com dominância de metarenitos arcoseanos finos de cor creme a cinza claro e metagrauvasas líticas escuras, geralmente

conglomeráticas, assim como *hornfels* nos contatos com os granitos intrusivos. (SANTOS; BRITO NEVES, 1984).

O Grupo Ubajara desenvolve um metamorfismo e uma estruturação mais simples, originando minerais de muito baixo grau metamórfico, que foram desenvolvidos em um mesmo evento deformativo, completada no Ciclo Brasileiro (HACKSPACHER; SOARES; PETTA, 1988), que variam de fácies de muito baixo grau (anquimetamorfismo), até baixo grau metamórfico (xisto verde) em condições epizonais (GORAYEB et al., 1988). Nos contatos com os Granitos Meruoca e Mocambo, há a geração de metamorfismo de contato, com fácies variando desde albíta-epídoto *hornfels* até piroxênio *hornfels* (DANNI, 1972; GORAYEB et al., 1988; GORAYEB; COIMBRA, 1995; SANTOS; BRITO NEVES, 1984).

Novais, Brito Neves e Kawashita (1979) obtiveram para as litologias que constituem a base do Grupo Ubajara (Formação Caiçaras) pelo método Rb/Sr em rocha total, idades de metamorfismo em torno de 610 Ma, representado por um evento metamórfico em condições de baixo grau atuante durante o Ciclo Brasileiro, adotando idade de sedimentação em torno de 1000 Ma. Sial et al. (2000), baseado em isótopos estáveis de carbono, inferiram uma idade neoproterozóica superior para as rochas das Formações Trapiá-Frecheirinha. A idade mínima para o Grupo Ubajara é de 532 Ma, considerada a idade de cristalização do Granito Mocambo (SANTOS, 1999).

A **Seqüência vulcânica Saquinho** (SANTOS et al., 2004) compreende uma associação de rochas vulcânicas félsicas a intermediárias incluindo traquiandesitos, riocitos, riolitos, brechas e tufo vulcânicos, carbonatos e arenitos ferruginosos que afloram em meio ao Grupo Ubajara, a sudoeste da cidade de Coreaú, abrangendo uma área de 30 km<sup>2</sup> (SANTOS et al., 2002). Determinações U-Pb em zircão de um metariolito produziram uma idade de 1785±2 Ma, interpretada como a idade de cristalização (SANTOS, 1999) e correlacionado ao evento extensional paleoproterozóico ocorrido cerca de 1,8-1,7 Ga, reconhecido na América do Sul como Tafrogênese Estateriana (BRITO NEVES et al., 1995a), representando uma lasca tectônica alóctone, preservada em seqüências do Neoproterozóico (SANTOS, 1999).

### 2.2.3 Grupo Jaibaras

Localizado em toda a borda sudeste do Domínio Médio Coreaú, o Grupo Jaibaras representa uma seqüência sedimentar alojada em grábens e semigrábens. O Gráben Jaibaras, onde há exposições mais completas da seqüência, é delimitado pela Falha Café-Ipueiras e Massapê em sua extensão noroeste e pelo Lineamento Sobral-Pedro II a sudeste, todas de direção NE-SW. Compreende uma estrutura com 120 km de extensão e 10-20 km de largura que limita o grupo das demais unidades, separando-os das rochas do embasamento, do Grupo Ubajara, granitos Meruoca e Mocambo, assim como das unidades do Domínio Ceará Central por meio de falhas normais, além de ramificações para norte em contato com porção oeste do Granito Meruoca (OLIVEIRA, 2001). Sua porção sudoeste é coberta pela Bacia do Parnaíba.

O Grupo Jaibaras é composto por uma extensa exposição de depósitos continentais siliciclásticos imaturos com gradações verticais e laterais entre as formações Massapê e Pacujá, cronoequivalentes, intercaladas a rochas vulcanoclásticas da Suíte Parapuí. Sua acumulação se deu em áreas de relevo instável, com aproximadamente 3 km de espessura superficial, sendo considerada de idade cambriana (GORAYEB et al., 1988; OLIVEIRA; MOHRIAK, 2003).

A unidade basal é representada pela **Formação Massapê** (COSTA et al., 1979), que ocorre como uma sucessão de bancos espessos, restritos ao norte da cidade de Massapê e próximo a Aprazível e Coreaú (CE), reunindo ortoconglomerados polimíticos brechóides constituídos por fragmentos líticos angulosos a subarredondados com tamanhos entre 5 a 20 cm compostos por gnaisses, milonitos, gabros, anfibolitos, arenitos finos, siltitos, quartzarenitos, calcários, quartzo e feldspatos, originados dos grupos e Ubajara e Complexo Granja, envolvidos por uma matriz mal selecionada fina a média de composição areno-arcoseana de cores vermelha a cinza escura. Representa um fanglomerado depositado em forma de leques aluviais continentais em clima seco, onde os clastos diminuem com o distanciamento da área fonte (COSTA et al., 1979; JARDIM DE SÁ et al., 1979; MELLO, 1978; GORAYEB et al., 1988).

Ocorrendo concordantemente de forma gradacional e interdigitada à unidade inferior, a **Formação Pacujá** (COSTA et al., 1979) ocupa a maior parte do gráben Jaibaras, compreendendo uma associação de arenitos líticos e arcoseanos com

intercalações de pelitos e rochas vulcânicas, folhelhos vermelhos micáceos, grauvacas e horizontes conglomeráticos subordinados (COSTA et al., 1979; QUADROS, 1996). Os sedimentos da Formação Pacujá, segundo Quadros, Abreu e Gorayeb (1994), foram depositados em uma região de baixa energia em ambiente lacustre, sujeito a ação de ondas de tempestades e oscilações do nível da água, apresentando diversas feições que sugerem que sua área de sedimentação foi mais extensa, que chegava a ultrapassar, também, os limites atuais da bacia. Oliveira (2001) propõe que o conjunto sedimentar pode ser interpretado como um sistema fluvial que grada a um delta, e sistema lagunar localizado em porções mais distais.

Segundo Gorayeb et al. (1988), a geração do Gráben-Bacia Jaibaras está relacionada aos efeitos tectonotermiais do evento Brasileiro, onde o Lineamento Sobral-Pedro II, de direção NE-SW, agiu como uma zona de transcorrência ou transcorrência – cavalgamento, com taxa elevada de estiramento da litosfera, dando origem a depressão que resultou na deposição do Grupo Jaibaras, além do aparecimento de fusões e geração de plutonismo.

Quadros (1996) assinala também que a Bacia de Jaibaras foi implantada a partir da reativação de anisotropias pré-existentes, ao longo das zonas de cisalhamento Arapá, Massapê, Sobral-Pedro II e Café-Ipueiras, onde as movimentações tectônicas relativas entre blocos proporcionaram alternâncias entre encurtamento e estiramento, refletindo diretamente na formação e inversão de bacias do tipo gráben assimétrico, sendo que a seqüência Massapê-Pacujá representa o primeiro pulso deposicional da bacia.

Nascimento e Abreu (1994) indicaram que o aparecimento de dobras e falhas inversas geradas concomitantemente ou logo após as manifestações magmáticas ali presentes sugere a atuação de um evento compressivo com marcante componente transcorrente em cinemática sinistral induzindo a uma fraca inversão estrutural da bacia.

Oliveira (2001) considera que Gráben Jaibaras é a resposta ao extenso rifteamento que separou as placas Laurentia e Báltica da placa Gondwana Oeste, sendo nucleado e desenvolvido segundo uma extensão regional, através de fortes pulsos tectônicos sucessivos e com uma direção de abertura NW-SE, com pequena componente transcorrente dextral, que gerou o espaço necessário para o alojamento passivo dos plutons associados e representando a fase rifte que precedeu a instalação da bacia intracratônica do Parnaíba.

O metamorfismo registrado no Grupo Jaibaras revela efeitos de muito baixo grau metamórfico, característico do anquimetamorfismo, que resultaram de transformações pela sobrecarga da pilha sedimentar e vulcânica, típicas de metamorfismo de soterramento, cujas profundidades atingiram no mínimo de 12 km em condições da fácies Prehnita-Pumpellyita ou no máximo da fácies Xisto Verde baixo ( $T=300\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $P=3\text{ kbar}$ ) (GORAYEB; NASCIMENTO, 2010).

Uma datação Rb/Sr em fração argila e rocha total forneceu uma idade de  $535\pm 27\text{ Ma}$  para a Formação Pacujá, que pode representar tanto a idade da diagênese como a idade do anquimetamorfismo (NOVAIS; BRITO NEVES; KAWASHITA, 1979).

#### **2.2.4 Suíte Parapuí**

A Suíte Parapuí (GORAYEB et al., 1988) representa uma extensa sucessão de rochas vulcânicas a subvulcânicas ácidas a básicas em forma de derrames, diques e soleiras, reunindo predominante basaltos, níveis restritos de riolitos e depósitos vulcanoclásticos piroclásticos e epiclásticos, intercalada às seqüências do Grupo Jaibaras (NASCIMENTO, 2000).

Os basaltos compreendem Labradorita/ Andesina Basalto, Olivina Basalto, Magnetita/Ilmenita Basalto e Traquibasalto. Possuem cor preta, variando para cinza escura e castanha, são afaníticos, holocristalinos ou hipovítreos, mas ocorrem exemplares microporfiríticos com matriz intergranular ou intersertal.

Entre os derrames são freqüentes estruturas fluidais, brechas de fluxo, superfícies vítreas e zonas amigdaloidais preenchidas por clorita, zeólitas, carbonato e epidoto, raramente quartzo e prehnita (NASCIMENTO; GORAYEB, 2004). É proposta a utilização dos termos mugearito e hawaiíto por Almeida e Andrade Filho (1999a) em substituição à designação de andesina basalto.

Os riolitos formam derrames de lavas porfiríticas e fluidais relativamente pequenos e são rochas de cor marrom-avermelhada, granulação fina, holocristalinas ou hipovítreas, textura porfirítica ou glomeroporfirítica em que os fenocristais de álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio estão envoltos em matriz felsítica, microcristalina (NASCIMENTO, 2000). As rochas vulcanoclásticas se distribuem amplamente por toda a área de ocorrência, constituindo extensos níveis

estratificados ou maciços, associados ou não aos derrames basálticos e riolíticos que ocorrem intercalados à pilha sedimentar. São classificadas em brecha de topo de derrame, depósitos epiclásticos e depósitos piroclásticos (CORRÊA, 1997; NASCIMENTO, 2000).

A suíte apresenta transformações hidrotermais relacionadas ao fraco metamorfismo que afetou a região, evidente somente à escala do mineral, como saussuritização dos plagioclásios, substituição dos cristais de clinopiroxênio por tremolita-actinolita e clorita, além da presença de carbonato e clorita na matriz. Ademais, a presença de cristais radiais bem formados de epidoto e prehnita nas amígdalas e discreta foliação nos basaltos são evidências do metamorfismo regional que alcançou condições da fácies xisto verde baixo, nas rochas do Gráben Jaibaras (GORAYEB; NASCIMENTO, 1997).

A Suíte Parapuí foi alocada durante a tectônica extensional de instalação da Bacia de Jaibaras no seu estágio rifte e representa um magmatismo intracontinental subaéreo com efusões e explosões (NASCIMENTO, 2000). Determinações geocronológicas U-Pb por *laser ablation* em zircões de riolito coletado próximo a arenitos da Formação Pacujá, forneceram a idade de  $535,6 \pm 8,5$  Ma, representando provavelmente a fase inicial do magmatismo intrabacia que perdurou até a deposição da Formação Aprazível (GARCIA et al., 2010).

### 2.2.5 Unidades Plutônicas

Diversos plútons graníticos afloram no Domínio Médio Coreau e guardam relação genética com o evento orogênico que consolidou a Província Borborema (Ciclo Brasileiro). Esses granitos estão concentrados principalmente em zonas de falhas e cinturões de cisalhamento, que afetaram alguns destes corpos, e foram divididos em sin-, tardi- e pós-tectônicos, de acordo com o evento que os gerou.

A **Suíte Chaval** (DELGADO et al., 2003) aflora no extremo noroeste do DMC, ocorre entre o Complexo Granja e a Formação Goiabeira (Grupo Martinópole), separado em sua porção sudeste pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa. Em sua porção norte e sudoeste, é coberta parcialmente pelos sedimentos costeiros e Bacia do Parnaíba, respectivamente. Segundo Gorayeb, Abreu e Moura (1995) compreende um plúton de dimensões batolíticas, com mais de 2000 km<sup>2</sup>, constituído

predominantemente de metagranito leucocrático de cor cinza, com matriz fanerítica grossa e textura predominantemente porfirítica, composta por fenocristais euédricos de microclina perítica e zonada, de até 8 cm. As variedades faciológicas são formadas por monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos (NASCIMENTO et al., 1981).

É um corpo que possui em toda a sua extensão, evidências de transformações tectono-metamórficas associadas a texturas magmáticas (GORAYEB; ABREU; MOURA, 1995), sendo que em suas bordas apresenta foliação milonítica dada pela deformação plástica do quartzo e biotita, a qual é atenuada em direção ao centro do corpo, onde se percebe apenas discreta orientação de fluxo magmático, indicada pela orientação preferencial do K-feldspato euédrico (SANTOS, 1999).

Possui idade de cristalização a partir do método U-Pb em monazita de  $591 \pm 10$  Ma. Estes dados indicam que a Suíte Chaval é uma granitogênese sin- a tardiorogênica, gerada na primeira fase colisional relacionada ao Ciclo Brasileiro, sendo posteriormente afetada em suas bordas por falhas transversais transcorrentes de direção NE-SW (SANTOS, 1999).

O **Granito Tucunduba** (PALHETA; LEMOS, 1991) é um plúton isolado, encaixado nos gnaisses do Complexo de Granja, localizado a aproximadamente 13 km a nordeste da cidade de Senador Sá (CE). Constitui um corpo de forma alongada e amendoada, e dimensões de um “*stock*”, com área de aproximadamente 30 km, eixo maior de 9,5 km e menor de 3 km (NASCIMENTO et al., 1981), situado entre duas zonas de cisalhamento orientadas NE-SW. É composto, segundo Costa et al. (1979), por sienito grosseiro com pórfiros de oligoclásio maclado de até 8 cm, imerso em uma matriz fina a média de cor verde escura, transformado para cataclasitos e milonitos. Estudos realizados por Palheta e Lemos (1991), indicam tratar-se de granitos porfiríticos com variações para granodioritos, afetados por deformação dúctil, com taxa de deformação crescendo do núcleo para as bordas, onde no núcleo predominam protomilonitos, seguido de milonitos intermediários e ultramilonitos nas bordas do corpo.

A estruturação e geração da foliação milonítica e lineação ocorreu, segundo Santos (1999) pela deformação de alta a baixa temperatura causada por duas zonas transcorrentes dextrais que limitam o corpo (Água Branca e Senador Sá), orientadas concordantemente aos gnaisses encaixantes. O paralelismo entre feldspatos

euédricos recristalizados e alongados e de feldspato sigmoidal dão evidência de que os processos magmáticos no momento da colocação ocorreram de forma concomitante com o desenvolvimento da foliação. A geometria do plúton Tucunduba e a ausência de uma auréola de metamorfismo de contato sugerem que a colocação ocorreu de forma sin-deformacional, dentro de uma estrutura tipo pull-apart, perto do final da tectônica transcorrente durante o rápido soerguimento e resfriamento da encaixante, sendo considerada uma granitogênese sin- a pós-colisional relacionado ao Ciclo Brasileiro. Determinações U-Pb em zircão forneceram uma idade de  $563\pm 17$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do granito (SANTOS et al., 2008a).

Expressivos corpos graníticos ocorrem alinhados ao feixe de falhas de direção NE-SW que compõem o Lineamento Transbrasiliano (Café-Ípueiras, Sobral-Pedro II e Massapê), perfazendo contatos tanto intrusivos quanto tectônicos, nas rochas do embasamento e das unidades supracrustais, integrando a **Suíte Meruoca** (GORAYEB et al., 1988), composta pelo Granito Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga e Feixe de Diques Aroeira.

O **Granito Meruoca** possui formato retangular, com eixo maior seguindo a orientação da falha Café-Ípueiras e dimensões de um batólito ( $513 \text{ km}^2$ ). Três fácies principais foram reconhecidas por Gorayeb et al. (1988), sendo a predominante biotita-hornblenda-ortoclásio-granito de cor marrom avermelhado, seguido de faialita-ortoclásio-granito de cor cinza esverdeada, todos de granulação grossa, assim como fácies de borda de resfriamento e diques de granulação média, levemente rosados e porfiríticos representado por microgranitos. Sial (1989) comenta que maior parte do batólito é formada por granito vermelho-tijolo (álcali-feldspato granitos), enquanto que na porção norte predomina a variação cinza a verde com faialita, sendo comum granófiros e diques de diabásio cortando o granito. O granito é maciço e isotrópico, não mostrando evidências de foliação ou acamamento sintectônico, mas ocorrem zonas catacláticas relacionadas a falhamentos posteriores à sua colocação (NASCIMENTO et al., 1981; SIAL, 1989).

O **Granito Mucambo** está localizado mais a sudoeste em relação ao Meruoca, possui forma de meia-pêra e área de  $290 \text{ km}^2$ . Em todo o flanco sudeste é seccionado pela falha Café-Ípueiras, em contato tectônico com o Grupo Jaibaras, enquanto que no restante, estabelece relações intrusivas com as rochas do Grupo Ubajara, onde desenvolve metamorfismo de contato, com uma auréola de 3 km em

fácies desde albíta-epídoto *hornfels* até piroxênio *hornfels* (COSTA et al., 1979; GORAYEB; COIMBRA, 1995). As seguintes fácies foram determinadas por Gorayeb e Soares (1995): fácies predominante com fayalita e clinopiroxênio representada por sieno e monzogranitos, além de sienitos e quartzo-monzonitos subordinados, seguido de fácies micrograníticas concentradas nas bordas do corpo com sienogranitos porfíricos exibindo fenocristais de quartzo e feldspatos com até 2 cm. Próximo às bordas ocorre uma fácies relacionada a enclaves englobadas na massa granítica, com dimensões centimétricas a métricas e contatos bruscos ou difusos, originando-se das rochas encaixantes ou mesmo da própria câmara magmática (autólitos). A fácies pegmatítica e aplítica, compostas por veios, bolsões e pequenos diques hololeucocráticos de composição quartzo-feldspática a duas micas e turmalina representa fase tardia restrita à borda do corpo. Sial (1989) menciona a presença de intenso cisalhamento cortando o granito, com geração de augen-gnaisses e estrutura milonítica, assim como presença de fluxo-magmático.

O **Granito Serra da Barriga** é um corpo semicircular com 6,5 km de diâmetro, 740 m de altitude e dimensões de um stock (34 km<sup>2</sup>), representando um “*plug*” em contato brusco e intrusivo nos gnaisses do Domínio Ceará Central (COSTA et al., 1979; SANTOS; BRITO NEVES, 1984). É composto por granitos leucocráticos isotrópicos de granulação grossa e cor rosa esbranquiçada, com variações porfíricas de granulação mais fina e cor branca a cinza, restritas a porções mais periféricas. São predominantemente monzogranitos, com sienogranitos, quartzosienitos e quartzomonzonitos subordinados (TAVARES JR.; LAFON; GORAYEB, 1991). Mattos (2005) assinala a predominância de sienogranitos de cor rosa a branco acizentado no stock (95,3%) e subordinadamente, monzogranitos porfíricos de cor rosa acizentado (4,7%).

Ao longo da borda oeste do Granito Meruoca, na CE-364 (Coreaú-Aprazível), ocorre um feixe de diques lineares subparalelos e subverticais de direção W-E a WSW-ENE que cortam as rochas do Grupo Ubajara e Jaibaras, interligando-se ao plúton, correspondendo ao **Feixe de Diques Aroeira** (TEIXEIRA et al., 2010). Alguns constituem verdadeiras muralhas, possuindo até 15 km de extensão e espessuras métricas a decamétricas, geralmente em afloramentos descontínuos (ALMEIDA; ANDRADE FILHO, 1999b; SIAL, 1989; TAVARES JR.; GORAYEB; LAFON, 1990). São tipos predominantemente ácidos, compostos por riolitos, riadacitos, microgranitos microgranodioritos e granófiros, com texturas porfíricas e

matriz félsica, microgranular, esferulítica ou micrográfica (TAVARES JR.; GORAYEB; LAFON, 1990; TEIXEIRA et al. 2010). Além destes litotipos, Sial (1989) menciona a presença de andesitos, latitos, quartzo dioritos e dacitos, sendo que Almeida e Andrade Filho (1999b) incluíram corpos basálticos aflorando como pequenos blocos ou diques de menos de 1 m, sendo comum a presença de enclaves nestes corpos, tanto como xenólitos com bordas de reação como autólitos.

Outros corpos graníticos estão situados no Domínio Ceará Central, podendo estar vinculados à Suíte Meruoca. Dentre estes, os granitos isotrópicos **Pajé**, **Morrinho** e **São Paulo**. As características geoquímicas mostram que suas rochas são de composição alcalina, peralcalina e subalcalina, tendo forte semelhança com granitos tipo-A de ambientes intraplaca e granitos pós-tectônicos alcalinos (LAFON; GORAYEB; TAVARES JR., 1992).

Diversas determinações geocronológicas foram realizadas nesses corpos, como por exemplo,  $523 \pm 9$  Ma U-Pb SHRIMP em zircão no Granito Meruoca (ARCHANJO et al., 2009),  $532 \pm 7$  Ma U-Pb em zircão no Granito Mocambo (FETTER et al., 1997),  $523 \pm 20$  Ma Pb-Pb em zircão no Feixe de Diques Aroeiras (TEIXEIRA et al., 2010),  $522 \pm 8$  U-Pb em monazita no Granito Serra da Barriga (MATTOS, 2005),  $524 \pm 12$  Rb-Sr no Granito Pajé e 510 Ma Rb-Sr no Granito Morrinho (LAFON; GORAYEB; TAVARES JR., 1992). Estes resultados foram interpretados como idades de cristalização destes corpos, indicando uma época de intensa granitogênese na região noroeste de Ceará durante o final do Neoproterozóico até o início do Paleozóico, no estágio final do Ciclo Brasileiro (LAFON; GORAYEB; TAVARES JR., 1992; SANTOS; BRITO NEVES, 1984).

Oliveira (2001) tece algumas considerações sobre o magmatismo e a formação da bacia Jaibaras. Quatro atividades ígneas, todas separadas temporal e espacialmente foram geradas durante a evolução tectônica do rifte que alocou a bacia. A primeira fase magmática envolve a formação do Feixe de Diques Aroeiras e representa o início do processo extensional de nucleação da bacia. Com a continuidade deste regime, a reativação de zonas de cisalhamento provocou o alojamento do Granito Mucambo. A sedimentação do rifte Jaibaras foi acompanhada da instalação de grande volume de magmas predominantemente básicos na forma de soleiras, diques e derrames da Suíte Parapuí. Representando o último pulso ígneo da bacia, ocorreu a intrusão do Granito Meruoca.

### 2.2.6 Formação Aprazível

A Formação Aprazível ocorre como afloramentos isolados em forma de blocos e lajedos, geralmente paralelos a zona de falhas, escarpas e blocos subsidentes localizados na bacia de deposição do Gráben Jaibaras, e recobre em discordância erosiva e tectônica, as formações Pacujá, Massapê e parte do Granito Meruoca (COSTA et al., 1979; NASCIMENTO et al., 1981). Segundo Quadros (1996) é constituída predominantemente por conglomerados, com arenitos e intercalações de arenitos/pelitos subordinados.

Os conglomerados são polimíticos e brechóides, suportados pelo arcabouço (ortoconglomerados) com gradações laterais para litologias suportadas pela matriz. Os clastos do arcabouço variam de grânulos a matacão e são compostos predominantemente por rochas vulcânicas básicas, intermediárias a ácidas, e subordinadamente, por arenitos, pelitos, siltitos, conglomerados, granitos, gnaisses, rochas calcissilicáticas, *hornfels*, anfibolitos, xistos, filitos, quartzitos, mármore, milonitos, feldspatos e quartzo leitoso (GORAYEB et al., 1988; QUADROS, 1996; TEIXEIRA et al., 2004), originados de todas as unidades inferiores à Formação Aprazível, inclusive dos granitos Meruoca e Mucambo (COSTA et al. 1979). A matriz é areno-argilosa fina a muito fina, com variações para granulometria grossa a muito grossa, localmente micro-conglomerática e de composição arcoseana.

Estes conglomerados gradam para arenitos conglomeráticos e arenitos médios a finos, exibindo estratificação plano-paralela e cruzada acanalada de médio porte, com lentes de arenitos finos micáceos de coloração cinza-amarelada de tons esbranquiçados e laminação plano-paralela.

Teixeira et al. (2004) reportam a presença de golfos nos clastos vulcânicos, invadidos pela própria matriz clástica, que indica plasticidade no momento da incorporação do sedimento, assim como intercalações lenticulares de riolito, de comprimento métrico e espessura centimétrica em meio a conglomerados organizados, mostrando certo sincronismo entre o vulcanismo e a sedimentação.

A fácies psamítica da Formação Aprazível é constituída por arenitos arcoseanos médios a grossos maciços com incipiente estratificação cruzada, levemente micáceos, com pelitos intercalados. Apresentam laminação plano-paralela gradando para laminação cruzada cavalgante e, localmente, estratificação cruzada acanalada de pequeno porte, laminação convoluta e lineação de partição.

Na superfície das camadas ocorrem marcas onduladas simétricas e assimétricas do tipo lingóide. Os pelitos, por sua vez, exibem coloração roxa acinzentada com camadas centimétricas a milimétricas, apresentam laminação plano-paralela e ocasionalmente gretas de contração irregulares, preenchidas por arenitos arcoseanos médios.

Os sedimentos da Formação Aprazível representam típicos fanglomerados depositados em cones (leques) e planícies aluviais ao longo de linhas de falhas ou escarpas de qualquer natureza, associados a ambientes continentais de relevo com grandes desníveis, assim como em ambiente lacustre sob clima seco, representando a seqüência relacionada ao segundo e último pulso deposicional no Ordoviciano, em uma área de deposição mais restrita, fortemente controlada por nova reativação de falhamentos pré-existente e pelas zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Café-Ípueiras, ocorrendo depois da deposição da Formação Pacujá e da colocação dos granitos da Suíte Meruoca, os quais serviram como áreas-fonte, e antes da deposição dos sedimentos do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (COSTA et al., 1979; MELLO, 1978; QUADROS, 1996; TEIXEIRA et al., 2004).

Eon	Era	Período	Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Idade (Ma)	Método		
Fanerozóico	Paleozóica	Ordoviciano	Formação Aprazível	Conglomerados polimíticos brechóides formado por clastos das unidades adjacentes e dos granitos Meruoca e Mucambo, com arenitos e intercalações de arenitos/pelitos subordinados.				
		Cambriano	Suíte Meruoca	K-feldspato granitos avermelhados a cinza, monzogranitos, sienogranitos, monzonitos, sienitos, quartzosienitos, quartzomonzonitos, microgranitos, com fialita e hornblenda e fácies pegmatítica e aplítica.	532±7	U-Pb em zircão		
			Suíte Parapuí	Basaltos e níveis restritos de riolitos, com depósitos vulcanoclásticos piroclásticos e epiclásticos	535±8,5	U-Pb em zircão		
			Grupo Jaibaras	Formação Pacujá	Arenitos arcoseanos com intercalações de pelitos e rochas vulcânicas, folhelhos vermelhos micáceos, grauvacas e horizontes conglomeráticos subordinados	535±27	Rb-Sr em rocha total	
		Formação Massapê		Ortoconglomerados polimíticos brechóides formado por clastos do Complexo de Granja e Grupo Ubajara.				
	Neoproterozóica	Ediacariano	Granito Tucunduba	Granitos porfíricos com variações para granodioritos, geralmente milonitizados	563±17	U-Pb em zircão		
			Suíte Chaval	Metagranito porfírico, leucocrático, com variações para monzogranitos, granodioritos, quartzomonzonitos e quartzosienitos.	591±10	U-Pb em monazita		
		Criogeniano	Grupo Ubajara	Formação Coreaú	Arenitos arcoseanos finos e grauvacas conglomeráticas.	610	Rb-Sr em rocha total	
				Formação Frecheirinha	Metacalcários afaníticos de cor preta, geralmente piritosos, com intercalações de delgados níveis margosos e grafitosos, metassiltitos, quartzitos e lentes de conglomerados.			
				Formação Caiçaras	Ardósias roxas, vermelhas, cinza esverdeadas e amarronzadas com manchas esbranquiçadas, geralmente cortadas por veios de quartzo.			
				Formação Trapiá	Metarenitos de composição arcoseana, com metassiltitos e conglomerados subordinados.			
		Criogeniano	Grupo Martinópolis	Formação Santa Terezinha	Xistos ricos em quartzo, filitos, metapelitos, metacarbonatos (dolomitos, calcários e margas) com associações de cherts, grauvacas, diamictitos, ritmitos, quartzitos e metariolitos intercalados.	777±11	U-Pb em zircão	
				Formação Covão	Muscovita-quartzo-sericita-clorita xistos, mármore, metavulcânicas e pequenas camadas de quartzito.			
				Formação São Joaquim	Quartzitos puros e micáceos com intercalações de xistos, calcissilicáticas, formações ferríferas e metariolitos miloníticos. A assembléia mineral inclui cianita, silimanita, muscovita e estauroлита.			
				Formação Goiabeira	Xistos diversos contendo sericita, clorita, muscovita, biotita, granada, estauroлита e cianita, quartzitos ferríferos e paragneisses quartzo-feldspáticos			
		Proterozóico	Paleoproterozóica	Estateriano	Seqüência Vulcânica Saquinho	Traquiandesitos, riolitos, brechas e tufo vulcânicos, carbonatos e arenitos ferruginosos	1785±2	U-Pb em zircão
				Sideriano	Complexo Granja	Gnaisses, granulitos, anfibolitos e migmatitos de orto- e paraderivação	2360 a 2300	U-Pb e Sm-Nd

**Tabela 1-** Coluna litoestratigráfica do Domínio Médio Coreaú.

**Fonte:** Gorayeb et al. (1988); Santos (1999); Vasconcelos et al. (2004).

### 3 O METAMORFISMO DE CONTATO

#### 3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

O termo **metamorfismo de contato** foi introduzido por Delesse (1857 in CALLEGARI; PERTSEV, 2007) para designar o processo de transformação das rochas causada pelo aumento local da temperatura emanada por corpos magmáticos, diferenciando dos processos que ocorrem no metamorfismo regional. A Subcomissão de Sistemática das Rochas Metamórficas (SCMR), da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) recomenda este termo e define: *tipo de metamorfismo de extensão local que afeta as rochas encaixantes ao redor de corpos magmáticos colocados em uma variedade de ambientes, desde vulcânico até profundidades do manto superior, ambos em cenário continental e oceânico* (CALLEGARI; PERTSEV, 2007).

A zona de influência do metamorfismo de contato é chamada de auréola de contato e sua extensão pode variar da escala milimétrica a quilométrica, dependendo do tamanho do plúton e da temperatura do magma em relação à rocha encaixante. O grau metamórfico aumenta de forma concêntrica ao aproximar-se da fonte magmática, podendo-se identificar em mapa, rochas encaixantes não metamorfizadas, rochas da auréola externa e rochas da auréola interna (rochas do contato), com individualização das zonas em termo de fácies (BEST, 2003). É importante ressaltar que as auréolas nem sempre são homogêneas, levando-se em conta a forma do corpo magmático e de eventos posteriores à intrusão.

Quando acompanhada de substancial transferência de massa (mudança na composição da rocha original), através da circulação dos fluidos magmáticos associados aos produtos finais de cristalização, da água estrutural e água de formação influenciadas pela temperatura (soluções hidrotermais), é chamado de metassomatismo de contato (CALLEGARI; PERTSEV, 2007; MATTOS, 2004).

Spear (1993) destaca que o metamorfismo de contato pode ocorrer em diferentes domínios tectônicos, em qualquer ponto onde ocorra uma atividade ígnea, tanto em ambientes orogênicos e anorogênicos, assim como em ambiente intraplaca ou em margens de placas. As auréolas se desenvolvem melhor em ambientes anorogênicos, onde os batólitos graníticos intrudem rochas sedimentares em níveis

médios a superiores da crosta, onde a temperatura e a pressão é relativamente baixa (<4kbar). Uma pequena intrusão (um dique de 10 m de espessura) irá esfriar mais rapidamente (dezenas de anos), causando um efeito muito pequeno, enquanto que um batólito pode demorar dezenas de milhares de anos para esfriar, produzindo uma extensa auréola.

O produto resultante deste tipo de metamorfismo nas rochas encaixantes, independente de sua composição e estrutura, é um tipo de rocha peculiar chamado de *hornfels* ou cornubianito (WINKLER, 1977). Possui como característica a estrutura maciça e isotrópica, cor variando de branca acinzentada a negra, além de ser extremamente dura, com fratura conchoidal (CALLEGARI; PERTSEV, 2007). Microscopicamente apresenta granulação fina e trama recristalizada, com cristais idioblásticos a subidioblásticos, textura granoblástica, nematoblástica, porfiroblástica, poiquiloblástica e decussada. Embora o principal parâmetro envolvido neste tipo de metamorfismo seja a temperatura e não a deformação, pode ocorrer rochas foliadas originadas de sedimentos pelíticos, como ardósias mosqueadas e xistos (YARDLEY, 2004; WILLIAMS; TURNER; GILBERT, 1970). Outro produto relacionado ao metamorfismo de contato são os escarnitos (*skarns*) ou tactitos, que são rochas calciossilicáticas ou carbonáticas modificadas pelo metassomatismo de contato.

### 3.2 FATORES DO METAMORFISMO DE CONTATO

O principal parâmetro envolvido no metamorfismo de contato gira em torno de uma grandeza física que é a temperatura e sua influência na rocha encaixante. A fonte de calor, massa e energia mecânica provém do magma e seu processo de resfriamento ocorre por condução, ou seja, transmissão de calor para as rochas encaixantes. Além disso, Jaeger (1964) considera que há várias complicações envolvidas em uma intrusão e suas conseqüências nas rochas encaixantes, enumerando alguns fatores principais:

1. Temperatura inicial do magma;
2. Propriedade térmica do magma e seu calor latente, além da variação de solidificação;

3. Propriedade térmica da(s) rocha(s) encaixante(s) e a possibilidade desta ser diferente em relação ao magma;
4. A temperatura inicial da rocha encaixante e a possibilidade de estar pré-aquecida (por fluidos quentes) antes da atual intrusão;
5. O mecanismo da intrusão, ou seja, se foi súbita ou ocorreu durante um período de tempo;
6. O efeito térmico da água ou o metamorfismo na rocha encaixante;
7. O efeito da espessura da cobertura;
8. Transporte de calor por meio de voláteis advindos do magma.
9. O efeito da convecção no magma após sua colocação.

Baseado nessas implicações pode-se considerar que os eventos dentro da intrusão, como o progresso de cristalização, o tamanho dos cristais, o mecanismo de diferenciação, etc, estão em causa. Por outro lado, se os eventos fora da intrusão são de interesse primário, o magma é considerado apenas como uma fonte de calor e seu comportamento se torna cada vez menos detalhado e importante, sendo que as transformações nas rochas encaixantes podem fornecer dados inferidos sobre a temperatura em que estas ocorreram.

### 3.3 FÁCIES DO METAMORFISMO DE CONTATO

Turner (1981) faz uma explanação acerca das implicações físico-químicas, demonstrando que as fácies do Metamorfismo de Contato ocorrem comumente em baixas pressões (3-4 kbar) e elevadas temperaturas (300-1000°C), sendo divididas em 4 fácies principais (Figura 3): albita-epidoto *hornfels*, hornblenda *hornfels*, piroxênio *hornfels* e sanidinito. Estas fácies correspondem a paragêneses distintas e bem conhecidas em rochas de composições pelíticas, quartzo-feldspáticas, psamopelíticas, básicas e carbonáticas.

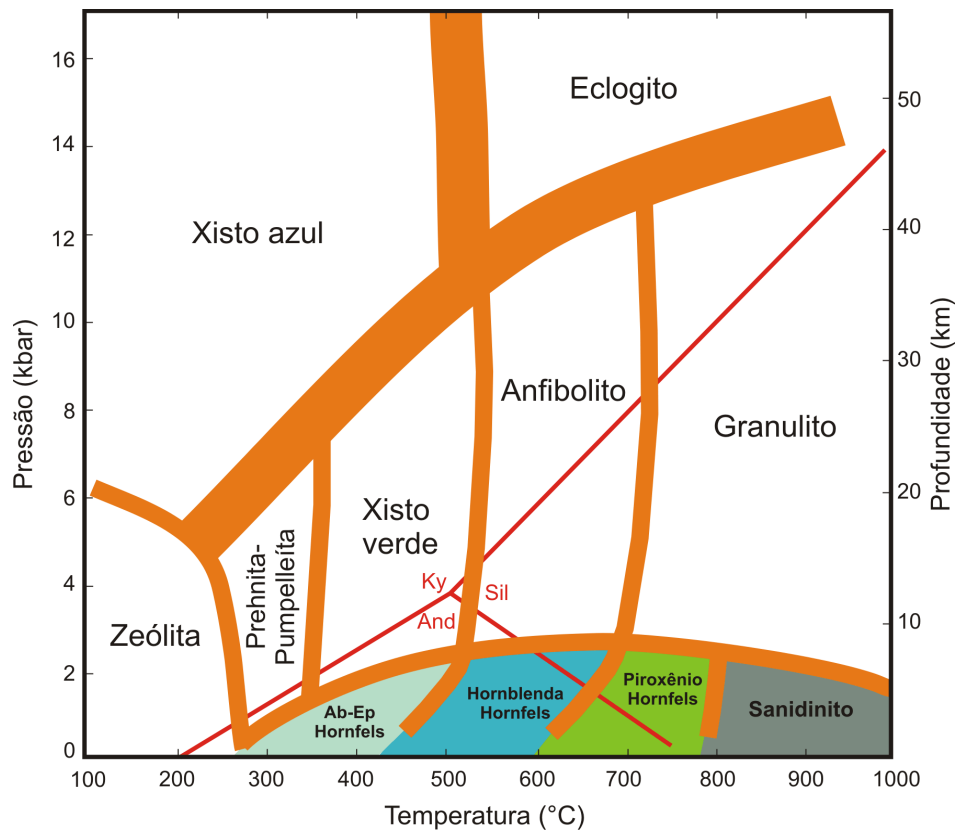
A fácies albita-epidoto-*hornfels* (T=300-400°C) é típica de porções mais externas das auréolas de contato, onde o efeito termal declina. Sua paragênese é similar à encontrada na fácies xisto verde, exceto pelo aparecimento de fases de baixa pressão como a andalusita. As assembléias minerais em rochas pelíticas são: quartzo, albita, epidoto, muscovita ou andalusita, clorita, biotita; rochas quartzo-

feldspáticas: microclina, quartzo, muscovita, albita e biotita; rochas básicas: actinolita, epidoto, clorita, biotita, e possivelmente talco, com quartzo e albita; rochas carbonáticas: calcita, epidoto e tremolita, possivelmente quartzo.

A fácies hornblenda *hornfels* ( $T=450-650^{\circ}\text{C}$ ) ocorre na maioria dos casos e corresponde a zona interior da auréola. Sua paragênese geralmente é hidratada e se assemelha à fácies anfibolito do metamorfismo regional, caracterizado pelo aparecimento da hornblenda e plagioclásio. As assembléias minerais em metabasitos são: hornblenda, diopsídio, plagioclásio, antofilita-cummingtonita e quartzo; pelitos: muscovita, biotita, andaluzita, cordierita, quartzo, plagioclásio; rochas quartzo-feldspáticas: microclina, quartzo, muscovita, plagioclásio, biotita e possivelmente almandina; sedimentos pobres em potássio ou rochas meta-ígneas: cordierita, biotita, antofilita, plagioclásio, quartzo; rochas carbonáticas: calcita, dolomita, talco, tremolita, plagioclásio, grossulária, diopsídio e quartzo.

A fácies Piroxênio *hornfels* ( $T=650-800^{\circ}\text{C}$ ) é encontrada próxima ou adjacente às intrusões, sendo favorecida em condições crustais bem rasas de poucos quilômetros. A paragênese metamórfica é anidra, caracterizada pela presença de piroxênios, resultando da instabilidade dos minerais hidratados, como a hornblenda. As assembléias em metabasitos são: ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, plagioclásio ou quartzo; metapelitos: cordierita, sillimanita, quartzo, K-feldspato, granada, biotita (se a temperatura estiver abaixo de  $750^{\circ}\text{C}$ , haverá andaluzita em vez de sillimanita), plagioclásio e espinélio; rochas carbonáticas: calcita, forsterita, periclásio, diopsídio, grossularia, wollastonita e vesuvianita.

A Fácies Sanidinito ( $T>800^{\circ}\text{C}$ ) é rara, aparecendo em temperaturas extremamente altas e baixa pressão, que só pode ser alcançado em determinadas circunstâncias metamórficas, no contato de encaixantes com magmas máficos e ultramáficos, ou em xenólitos na intrusão. A paragênese é caracterizada pela quase completa ausência de fases hidratadas e muitos minerais são semelhantes aos da rocha que constitui o corpo intrusivo. As assembléias em metapelitos são: cordierita, mulita, sanidina, tridimita (muitas vezes alteradas para quartzo) e vidro; em carbonatos: wollastonita, anortita, diopsídio, monticellita, calcita, melilita (também spurrita, merwinita, larnita e outros silicatos raros em Ca-Mg).



**Figura 3** – Diagrama P-T mostrando os campos das fácies metamórficas, com destaque para as fácies correspondentes ao metamorfismo de contato. Abreviações usadas: Ab= albita, Ep = epidoto, Ky= cianita, Sil = silimanita, And = andaluzita.

**Fonte:** Yardley (1994), modificado.

#### 4 CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DE CONTATO DO GRANITO MERUOCA

Vários trabalhos de diferentes enfoques foram realizados na área do Granito Meruoca, muitos dos quais apresentam pontualmente a ocorrência da influência termal. Tendo em vista que o Granito Meruoca, em comparação com o Granito Mucambo, não apresentar uma auréola bem desenvolvida, associada à questão de que o contato entre as encaixantes ser ou intrusivo ou tectônico, objetivou-se reunir os dados existentes na literatura, a fim de compor um quadro geral acerca do seu metamorfismo de contato.

Farina (1977) assinala a presença de contatos bruscos com as encaixantes e o aparecimento de auréolas de contato nos Granitos Meruoca e Mucambo, com *hornfels* compostos de cordierita, diopsídio, epídoto, actinolita e quartzo.

Costa et al. (1979) no Projeto Jaibaras (DNPM/CPRM), mencionam que o maciço granítico Meruoca-Rosário na sua borda noroeste e nordeste, trunca parte das litologias da Unidade "B" do Precambriano (atual Formação São Joaquim do Grupo Martinópolis e Complexo de Granja), originando o desenvolvimento de ampla auréola de termometamorfitos, parcialmente coberta por colúvios e falhas da borda do granito. Na seção Massapé-Coreaú (CE-232) há a presença de biotita xisto bandado escuro, que perde praticamente sua foliação devido a recristalização, resultando em uma rocha extremamente compacta. Próximo ao contato com o granito ocorrem típicos *hornfels* com textura granoblástica, formado por cordierita, quartzo, diopsídio, tremolita-actinolita, epídoto (pistacita e zoisita), titanita, óxido de ferro e apatita, sendo um cordierita-calco-*hornfels* desenvolvido a partir de uma seqüência calco-alumínio-silicosa, caracterizando a facies hornblenda-*hornfels*. Em parte da Unidade "A" do Precambriano (atual Formação Covão do Grupo Martinópolis), ocorrem calco-*hornfels* densos e compactos, granulação média a fina, cor verde, em bancos espessos, conservando os planos de acamamento e/ou xistosidade originais e exibem textura granoblástica e poiquiloblástica irregular. Na estrada Massapé-Coreaú ocorrem xistos com clorita, tremolita-actinolita, quartzo, epidoto (zoisita e pistacita), biotita em parte cloritizada e carbonatos, com associações do tipo quartzo-biotita-muscovita-epídoto, caracterizando a fácies albita-epidoto *hornfels* em zonas externas da auréola de contato. Na estrada Massapé-Meruoca, na zona mais próxima do granito, afloram escarnitos com a paragênese:

plagioclásio, diopisídio, cordierita, escapolita, wollastonita, quartzo e biotita. Adicionam que a associação diopisídio-wollastonita é característica da fácies piroxênio *hornfels*. Estes mesmos autores ainda mencionam que os contatos do Granito Meruoca com o Grupo Jaibaras são sempre de caráter tectônico e não foram assinaladas evidências de termometamorfismo, mas na área de contato com o Grupo Ubajara desenvolveu-se uma ampla auréola de metamorfismo térmico, parcialmente mascarada por falhamentos, mas não detalhada.

Nascimento et al. (1981) descrevem a ocorrência de rochas termometamórficas do Complexo Nordeste (parte do atual Complexo de Granja e Grupo Martinópolis) somente na borda noroeste do batólito granítico Meruoca, mas as litologias encontradas não foram estudadas petrograficamente. Adiciona que não foi observada uma auréola de metamorfismo de contato nas litologias da Formação Pacujá com os granitos Meruoca e Mucambo, assim como com os extensos derrames da Suíte Parapuí que formam os serrotes do Madeiro e do Parapuí, o que o levou a considerar as rochas intrusivas como pré-Jaibaras.

Gorayeb et al. (1988) cita que o Granito Meruoca apresenta-se em contato intrusivo com as rochas do Grupo Jaibaras na borda sudoeste do batólito, visto que há a ocorrência de xenólitos de metaconglomerados e metarenitos parcialmente assimilados. Estas mesmas rochas foram transformadas em *hornfels* nas bordas do granito, onde a coloração original arroxeadada se tornou esverdeada, exibindo texturas granoblástica e isotrópica. Nos metaconglomerados, os seixos de arenitos se tornaram quartzitos e os seixos de calcários se tornaram rochas calcissilicáticas com tonalidades esverdeadas até marrom, dadas pela presença de epidoto, diopisídio, calcita e granada. As rochas das regiões mais afastadas do contato são caracterizadas pelo aparecimento de epidoto e em direção a Serra da Meruoca, aparece uma auréola de metamorfismo de contato de aproximadamente 2 km de extensão. Próximo ao contato, verifica-se a presença de piroxênio (diopisídio) e granada, definindo condições térmicas na fácies hornblenda *hornfels* para as encaixantes. A nordeste e a norte da Serra da Meruoca, entre as cidades de Coreaú e Massapê, os contatos têm caráter intrusivo com gnaisses e quartzitos do Complexo Granja e Grupo Martinópolis, respectivamente.

Santos (1999) menciona que na borda leste e noroeste, no contato com os sedimentos do Grupo Jaibaras e com o embasamento, respectivamente, o Granito Meruoca apresenta granulometria mais fina, decorrente das falhas que o limitam

com essas rochas. No contato oeste, as rochas do embasamento apresentam forte redobramento e com a aproximação do corpo granitóide, desenvolve uma rocha de cor esverdeada de granulometria muito fina, extremamente compacta, formada mineralogicamente por quartzo e sericita, caracterizando como um *hornfels*. Frisa também que o Grupo Jaibaras mostra uma sedimentação posterior ao posicionamento do Granito Meruoca, visto que o conglomerado Massapê apresenta seixos do granito, e, diferente do Granito Mucambo, que apresenta metamorfismo de contato com o Grupo Ubajara, o Granito Meruoca não mostra essas feições com relação às rochas do Grupo Jaibaras que afloram a leste desse corpo, colocando o Grupo Jaibaras cronologicamente mais novo que o Grupo Ubajara.

Sial (1989) comenta que uma auréola de contato em torno do Granito Meruoca foi encontrada por Costa (1963) sendo interpretado como um calcário silicificado e por Rocha e Leonardos (1975) que a detalhou até a fácies piroxênio *hornfels*. No entanto, não encontrou esta auréola mapeada por Rocha e Leonardos (1975), sendo que foram observados *hornfels* e *skarns* próximo a localidade Itaquiara (CE), no contato não falhado do batólito (porção oeste). O *hornfels* exibe textura de equilíbrio do tipo granoblástica poligonal e é composto de biotita, hornblenda, quartzo, plagioclásio, minerais óxidos de ferro, apatita e zircão. O skarn apresenta textura granoblástica e contém diopsídio, epidoto, quartzo e plagioclásio.

Nascimento (2000) descreve que ao norte da Vila de Jaibaras ocorrem derrames formados por basalto, riolitos, e rochas vulcanoclásticas (Suíte Parapuí) que junto a arenitos arcoseanos, estão truncados pelo Granito Meruoca, evidenciando contatos intrusivos, cujos efeitos térmicos transformaram estas rochas em *hornfels*.

Em vista do exposto acima, nenhum destes trabalhos se concentraram no metamorfismo de contato do Granito Meruoca. Suas descrições são úteis no sentido de que as pesquisas realizadas na área, com enfoques em outras rochas ou em nível de reconhecimento regional, encontraram a ocorrência deste tipo de metamorfismo, dando uma idéia acerca deste. Nesse sentido o presente trabalho é inédito ao detalhar a auréola de contato termal emanada pelo Granito Meruoca.

## 5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

### 5.1 GEOLOGIA DO CONTATO ENTRE O GRANITO MERUOCA E A FORMAÇÃO PACUJÁ

O polígono delimitado pela área de trabalho (Anexo A) foi ampliado para visualizar no mapa geológico as ocorrências e relações de contato entre as diversas unidades litológicas do Complexo Granja, Grupo Martinópolis (Formação São Joaquim), Grupo Ubajara (Formação Coreáú), Grupo Jaibaras, Diques Aroeira e Granito Meruoca. O presente estudo compreende as rochas encaixantes pertencentes ao Grupo Jaibaras na região de contato com o Granito Meruoca em seu flanco oeste-sudoeste. Os caminhamentos foram realizados no sentido de realizar um perfil perpendicular ao contato entre estas duas unidades (Grupo Jaibaras e Granito Meruoca), iniciando a aproximadamente 3,8 km do Granito Meruoca a partir do primeiro afloramento, perfazendo um total de 5 pontos (2008-TEC-01 a 05), com coleta de 14 (quatorze) amostras e selecionada 6 (seis) para estudo petrográfico. Os pontos 2008-TEC-01, 2008-TEC-02 e 2008-TEC-03 situam-se em uma superfície pediplanada (Superfície Sertaneja) com altitudes médias entre 100 a 200 m e os pontos 04 e 05 estão no primeiro conjunto de serras com 200 a 400 m, em direção a Serra da Meruoca (Planalto Residual). A localização dos pontos estudados podem ser visualizados nos anexos A, B e C.

O Grupo Jaibaras compreende uma seqüência sedimentar alojada em grábens, de caráter predominantemente arcoseana que varia de brechas polimíticas a pelitos, intercalada a derrames ácidos a básicos com rochas vulcanoclásticas associadas (COSTA et al., 1979). Na área de estudo ocupa cerca de 8% e ocorre fora do Gráben Jaibaras, correspondendo a uma pequena serra localizada na borda oeste-sudoeste da Serra da Meruoca. É representado pelos pontos 2008-TEC-01, 03, 04 e 05, com coleta de 13 (treze) amostras.

Os afloramentos ocorrem em lajedos à margem da estrada, no sentido Coreáú - Alcântaras (CE), alguns com retirada da cobertura de solo para exploração como pedreira, exibindo bancos com 0,5-3 m de altura e dimensões métricas a decamétricas com superfície plana ou abaulada (Figuras 4A e 8). Exibem uma incipiente orientação de clastos e seixos de quartzo, álcali-feldspatos e fragmentos

líticos, ressaltada na superfície intemperizada, indicando acamamento sedimentar, com laminação plano-paralela preservada. Estas duas estruturas mostram atitudes de 113 Az/ 17° NE e 153 Az/ 28° NE. Além disso, ocorrem diversas fraturas subverticais de 1-5 mm preenchidas ou não por quartzo e carbonatos, que cortam o conjunto rochoso (Figura 4B). Há também a presença de famílias de juntas semi-ortogonais e subverticais, desenhando formas losangulares, com concentrações de 3 ou mais juntas paralelas com espaçamento regular sem preenchimento. Pequenas juntas, geralmente ocorrem perpendicularmente às maiores (Figuras 7 e 8).

A litologia é representada predominantemente por arenitos finos a grossos de aspecto afanítico, cor variando entre cinza, geralmente de tonalidades esverdeadas a rosadas. Localmente ocorrem níveis conglomeráticos. Os clastos visíveis são formados por fragmentos subarredondados a angulosos com esfericidade variada, de areia grossa, grânulos e seixos de até 25 mm, que representam entre 3-10% da composição modal da rocha. Raramente os clastos estão em contato, estando imersos na matriz (*matrix supported*). São compostos por álcali-feldspatos rosados, quartzo leitoso, carbonato e plagioclásio, além de fragmentos líticos de arenitos e siltitos avermelhados, quartzitos, basaltos e calcários, configurando tipos polimíticos. Além disso, há a presença de algumas “manchas” ou nódulos irregulares e globulares de 1 a 10 mm, de cores cinza clara, marrom e negra com bordas de reação, podendo corresponder a clastos recristalizados ou porfiroblastos (Figuras 6 e 10F).

Os arenitos apresentam pequenas fraturas irregulares com até 3 mm de espessura. Em algumas fraturas há quartzo e carbonato, enquanto que outras, com espessura de 0,5 a 3 mm, estão preenchidas por cristais de actinolita, epidoto e/ou clorita, onde pode-se notar uma recristalização em suas bordas, com geração de bandas de até 5 mm, de cor marrom escura, sugerindo que o material de preenchimento estava a temperaturas mais altas. Este material está também bordejando e englobando a maioria dos clastos (Figuras 5, 6 e 10B).

Em afloramentos distantes do contato (pontos 2008-TEC-01, 03 e 04) é mais evidente o caráter sedimentar, sendo que em direção ao granito ocorre o desaparecimento gradual das estruturas pretéritas, com presença de recristalizações nos clastos e em fraturas preenchidas, com formação de nódulos, além de apresentar fratura conchoidal, configurando típicos *hornfels* (Figuras 9 e 10C a 10F) (CALLEGARI; PERTSEV, 2007). No contato com o granito as rochas então

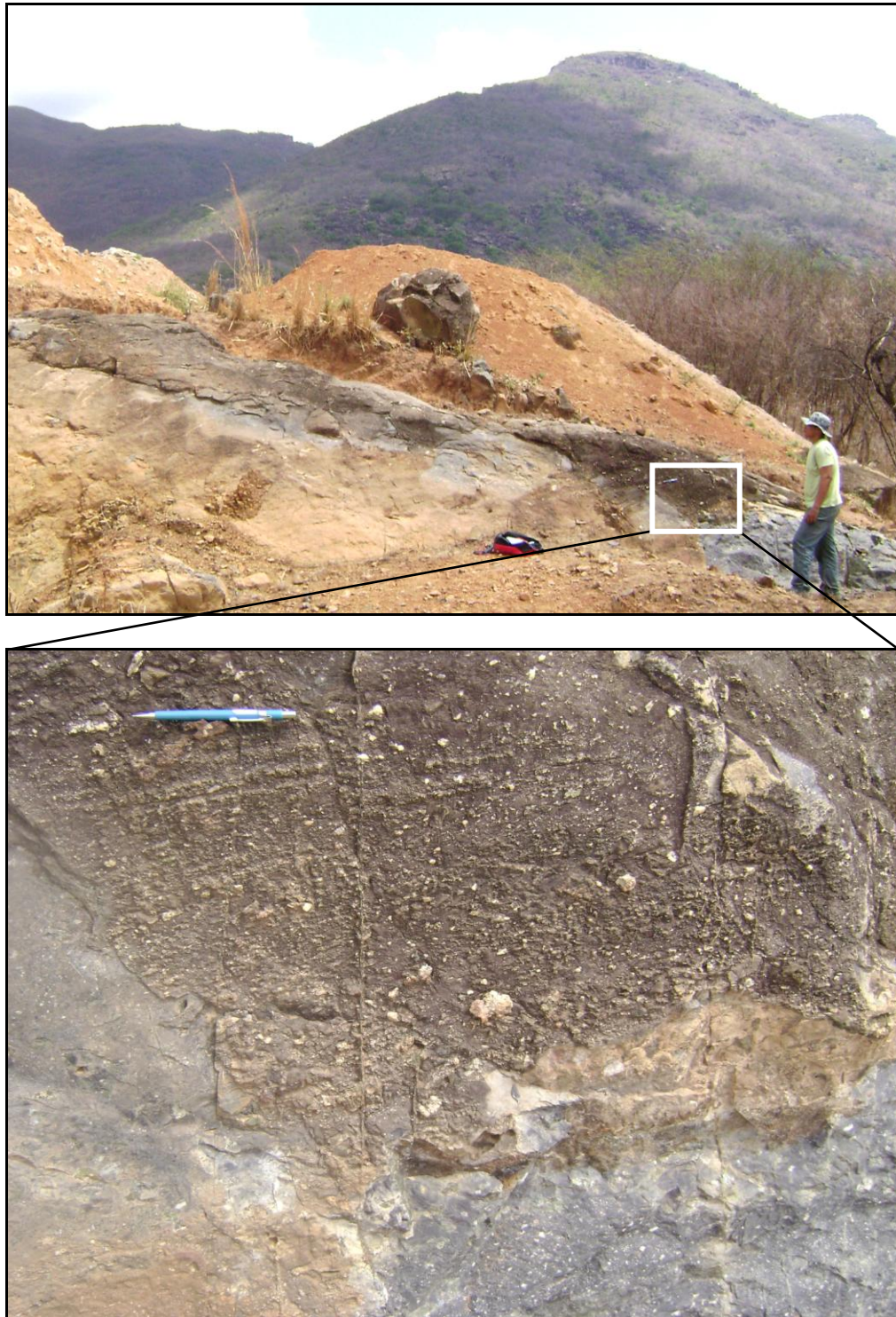
intensamente fraturadas e fragmentadas, exibindo várias injeções de microgranitos (Figura 11).

Em vista das características estudadas nestes afloramentos, se faz necessário tecer algumas considerações. Diversos autores em seus mapas geológicos têm atribuído a porção ocupada por esta pequena serra como sendo o Granito Meruoca com a Formação Aprazível (CAVALCANTE; FERREIRA, 1983; CAVALCANTE et. al., 2003; COSTA et al., 1979), o Granito Meruoca com a Formação Massapê (GORAYEB et al., 2010; VASCONCELOS et al., 2004) ou somente como a Formação Aprazível (NASCIMENTO et al., 1981), descrevendo conglomerados polimíticos brechóides com matriz arcoseana, que é característica das duas formações.

Segundo Costa et al. (1979), Gorayeb et al. (1988) e Teixeira et al. (2004) o Grupo Jaibaras representa uma seqüência transicional vulcanossedimentar composta pelas formações Massapê e Pacujá. A fácies Massapê é formada por ortoconglomerados polimíticos brechóides, enquanto que a fácies Pacujá compõe-se de arenitos com variações conglomeráticas e pelíticas, além de grauvacas subordinadas. Nesse sentido, a seqüência foi originada em leques aluviais continentais que, com o distanciamento da área fonte, passa para um sistema fluvial, a um delta e mais distalmente a um lago (COSTA et al., 1979; MELLO, 1978; Oliveira, 2001; QUADROS; ABREU; GORAYEB, 1994). Após uma extensa granitogênese posterior e soerguimento local, ocorre a deposição da Formação Aprazível, com as mesmas características sedimentológicas do Grupo Jaibaras, excetuando o tipo de deformação, a ausência de fragmentos originados dos granitos acima e a abundância de fragmentos originados da Suíte Parapuí, sendo resultado de um novo pulso deposicional na mesma bacia (QUADROS, 1996; GORAYEB et al., 1988).

As informações obtidas em campo revelam que a seqüência sedimentar compõe-se de arenitos arcoseanos finos a grossos, apresentando laminação plano-paralela localizada, intercalando-se com porções conglomeráticas de clastos angulosos a subarredondados de até 25 mm, que diminuem de freqüência e tamanho em direção ao topo, além de não conter fragmentos dos granitos estratigraficamente acima. Estas características litológicas configuram o sistema fluvial sem influência do domínio aluvial, ou distante deste, representando uma porção média a distal do sistema deposicional do Grupo Jaibaras. Comparando os

dados disponíveis na literatura, não foi encontrado nenhum indício que se pudesse comparar às características das formações Massapê ou Aprazível, portanto, as rochas no presente estudo foram correlacionadas à Formação Pacujá.



**Figura 4** – Visão geral dos afloramentos constituídos por arenitos arcoseanos (2008-TEC-01). **A:** lajedos tabulares com porções abauladas, alternado níveis conglomeráticos com porções mais finas, Notar o Granito Meruoca ao fundo. **B:** detalhe da figura A exibindo laminação plano-paralela com clastos alinhados concordantes, cortada discordantemente por diversas fraturas paralelas preenchidas por quartzo.



**Figura 5** – Conglomerado sedimentar com clastos de até 20 mm imersos em uma matriz muito fina. À direita, destaque para diversas fraturas paralelas preenchidas por minerais de cor verde oliva que também estão disseminados na matriz (2008-TEC-01).



**Figura 6** – Detalhe de clastos isolados de até 25 mm, recristalizados, exibindo bordas de reação (2008-TEC-03).



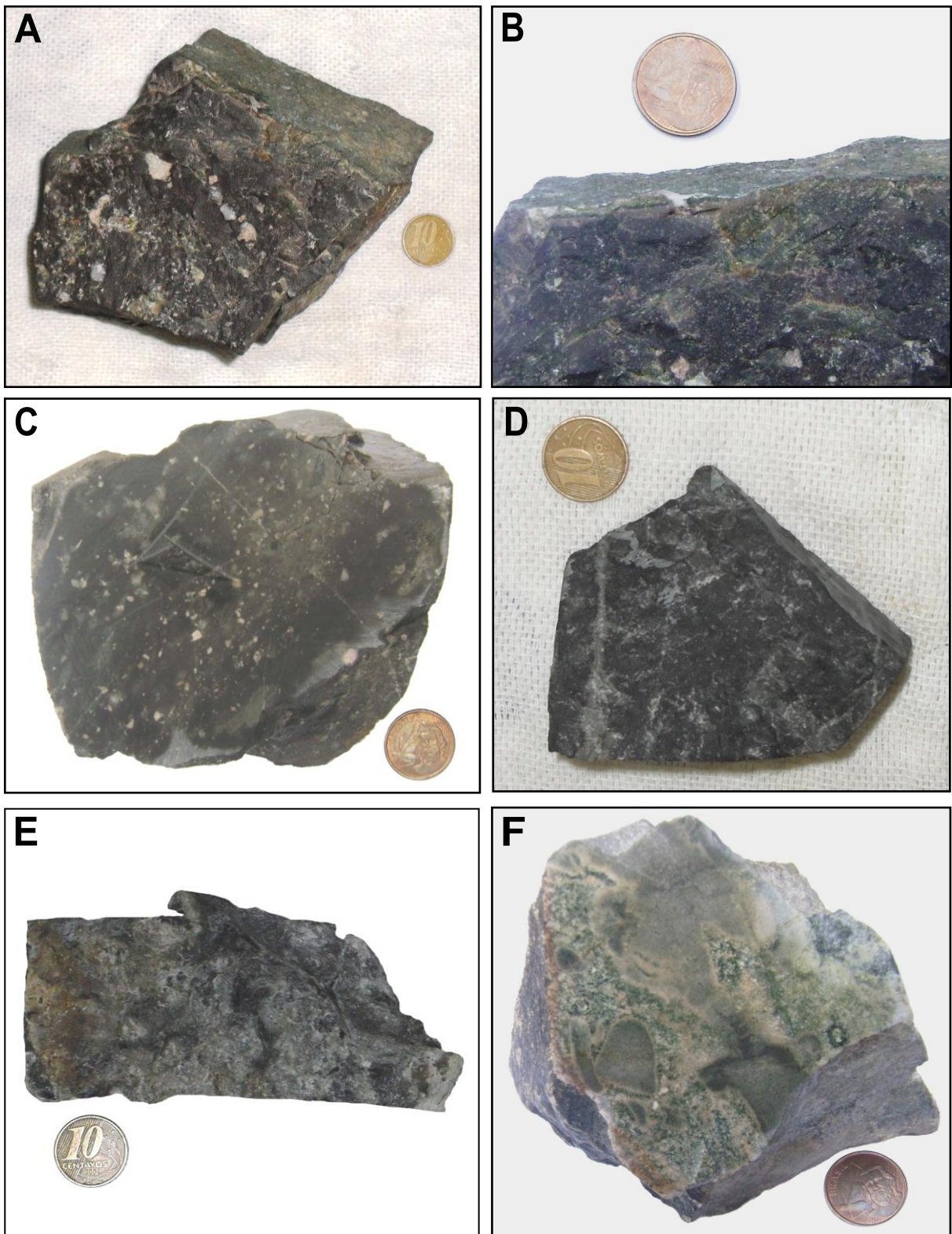
**Figura 7** – Presença de intenso fraturamento nos arenitos, definindo um conjunto de famílias de juntas e fraturas paralelas e outras fraturas menores e perpendiculares (2008-TEC-01).



**Figura 8** – Afloramentos à margem da estrada com topos abaulados, mostrando duas famílias de juntas ortogonais entre si regularmente espaçadas, desenhando formas losangulares, além de seixos orientados definindo o acamamento, com alinhamento inclinado (2008-TEC-04).



**Figura 9** – Arenito totalmente recristalizado, transformado em *hornfels* (2008-TEC-05A).



**Figura 10** – Características macroscópicas dos arenitos. **A:** Feição dos arenitos distantes do contato com o Granito Meruoca, exibindo clastos de seixos subarredondados a angulosos (2008-TEC-01). **B:** Detalhe da foto A mostrando planos de fraturas com concentrados de minerais de cor verde-oliva e borda recrystalizada. **C:** Arenitos finos exibindo grânulos subarredondados ainda visíveis (2008-TEC-03). **D:** Rocha já transformada em *hornfels*, com diversas fraturas e clastos irregulares recrystalizados (2008-TEC-04). **E:** *Hornfels* com trama totalmente transformada com nódulos irregulares (2008-TEC-05A). **F:** *Hornfels* do contato de estrutura mosqueada ou nodular (2008-TEC-05B).

O Granito Meruoca é o representante mais expressivo da granitogênese local, que consiste de álcali-feldspatos granitos, sienitos e sienogranitos maciços e indeformados, alguns contendo faialita (GORAYEB et al., 1988; SIAL, 1989). Geomorfologicamente corresponde a Serra da Meruoca e ocupa cerca de 47% da área de trabalho, em sua porção leste. Aflora em uma pedreira no ponto 2008-TEC-02, ainda na superfície pediplanada, onde não foi encontrado o contato com a Formação Pacujá. Pode ser comparado a uma fácies marginal, visto que é semelhante ao granito localizado na borda oeste-noroeste da serra, onde ocorre o contato intrusivo entre o granito e os arenitos estudados (ponto 2008-TEC-05). O granito foi estudado apenas no sentido de elucidar a sua relação com as rochas encaixantes do Grupo Jaibaras.

Os afloramentos ocorrem em pedreiras e lajedos de extensão decimétrica a hectométrica à margem da estrada CE-241, sentido Coreaú-Alcântaras, além de encostas de morros. É possível observar nos afloramentos o contato com a encaixante, onde o granito apresenta concentrações de fenocristais de k-feldspatos com biotitas intercaladas, definindo uma incipiente foliação, concordantes ao contato, configurando estrutura de fluxo magmático, além de fraturas paralelas discordantes a estes. Pequenos fragmentos (5 cm) de arenitos (xenólitos) estão englobados na massa granítica, mostrando borda de reação (Figura 11).

Macroscopicamente as rochas são holocristalinas de cor branca com tonalidade amarelada e rosada, leucocrática (M=5-10), fanerítica média (1-5 mm), equigranular. Estruturalmente é maciça e isotrópica, sendo possível visualizar uma sutil orientação dos máficos. É constituída por feldspatos, quartzo e micas. Dentre os feldspatos, predomina o álcali-feldspato rosado (40-45%) em relação ao plagioclásio (10-15%), exibindo cristais hipidiomórficos de cor creme a branca, rosada e amarelada. O quartzo (35-40%) é do tipo leitoso com pequenos exemplares hialinos, formado por cristais xenomórficos sem orientação, apresentando-se imerso na massa feldspática. Lamelas de biotita (5%) de 0,5-6 mm ocorrem orientadas entre a interface quartzo – feldspatos. A amostra coletada foi classificada como sienogranito (Figura 12), de acordo com a metodologia de Streckeisen (1976).



**Figura 11** – Contato intrusivo entre o Granito Meruoca (à esquerda) e os arenitos intensamente fragmentados da Formação Pacujá (à direita) (2008-TEC-05B).



**Figura 12** – Aspecto macroscópico do Granito Meruoca coletado na pedreira do ponto 2008-TEC-02.

## 5.2 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado em 15 amostras e envolveu a descrição dos litotipos coletados ao longo dos caminhamentos, afim de realizar uma caracterização inicial, e após isso, como no caso das encaixantes, identificar novas fases minerais, ou seja, comparar as texturas originais com as texturas originadas pelo metamorfismo, como transformações nos minerais reliquiares e formação de minerais metamórficos (blastese). Após isso, foi feita a classificação das rochas encaixantes de acordo com a influência do metamorfismo sobre elas (capítulo 6), assim como das ocorrências graníticas. Visto que o perfil é representado somente por um tipo litológico (arenitos arcoseanos), todos os dados petrográficos foram reunidos em uma descrição, mostrando variações texturais e estruturais até o contato com o Granito Meruoca.

### 5.2.1 Rochas Encaixantes – Formação Pacujá

Os arenitos representativos dessa seqüência não são homogêneos, mostrando uma variação gradual entre porções mais finas e um pouco mais grossas, sendo que a maioria dos clastos de seixos apresentam bordas de reação, além de porções com fraturas preenchidas por minerais, mostrando recristalizações em suas margens. Estes minerais também estão disseminados em toda rocha. Em porções próximas ao contato a rocha exhibe manchas e fraturas preenchidas que podem corresponder a minerais recristalizados ou porfiroblastos. Nesse sentido, as lâminas foram retiradas a partir dos locais onde há estas ocorrências, visto que é mais provável que ali devam ter ocorrido as transformações metamórficas. No total, 14 (quatorze) lâminas foram originadas a partir de 13 (treze) amostras coletadas, que podem ser visualizadas no anexo C.

A análise petrográfica revelou que os tipos estudados representam rochas metassedimentares clásticas com predominância de componentes quartzo-feldspáticos, além de conter uma minoria de clastos de carbonatos e fragmentos pelíticos (argilas) muitas vezes englobados entre a matriz e até mesmo se confundindo com cimento. Variam entre arenitos a arenitos conglomeráticos, classificados como arcósios líticos a arcósios, conforme Pettijohn, Potter e Siever,

(1987). Transformações metamórficas foram reconhecidas em todas as amostras, com presença de blastos isolados ou associados de epidoto, actinolita, carbonato, clorita, plagioclásio e opacos, além de porfiroblastos de clinopiroxênio e hornblenda, poiquiloblastos de microclina e recristalizações em porções quartzo-feldspáticas, que serão discutidas com mais detalhes no capítulo 6.

São rochas com granulometria variando entre silte médio a grosso (20-80%), areia muito fina a muito grossa (20-55%) e grânulos a seixos de até 25 mm (6-13%) dispersos aleatoriamente.

Os grãos silte médio a areia fina são subangulosos a subarredondados de baixa esfericidade, moderadamente selecionados, submaturos, contatos côncavo-convexos e suturados (geralmente na ausência de cimento e quando há a ocorrência de dissolução por pressão), subordinadamente pontuais e retilíneos, além de bordas serrilhadas em porções restritas. A maioria dos clastos exhibe orientação preferencial, definida pela paralelização dos seus eixos maiores, além da presença de contatos côncavo-convexos e suturados paralelos a estes eixos, definindo o acamamento sedimentar.

Na fração mais grossa (areia grossa, grânulos e seixos), os grãos são angulosos a arredondados com baixa esfericidade, contatos serrilhados e suturados, compostos de clastos de minerais e fragmentos líticos. Estão distribuídos de forma aleatória, sem orientação e possuem bordas fragmentadas. Fragmentos pelíticos esmagados estão englobados entre os constituintes detríticos (pseudomatriz), além de grãos fragmentados e cominuídos em pontos isolados ou de fraturas.

Em amostras distantes do contato com o granito há o predomínio da textura clástica, com ocorrências bem restritas de recristalizações, sobretudo na fração fina. Nas proximidades do granito a presença de exemplares recristalizados é marcante e ocupa cerca de 90% da amostra, com agrupamentos em forma de mosaicos, definindo a textura granoblástica poligonal fina a média (2-0,15 mm) e porções com bordas irregulares ou globulares. Feições reliquiares pontuais ocorrem, onde é comum concentrações de três ou mais clastos unidos em contatos suturados e feições de dissolução por pressão.

Imersos na matriz granoblástica há a presença de porfiroblastos (0,01-1,5 mm), muitas vezes isolados, outrora associados a outros indivíduos, caracterizando equilíbrio mineral ou alteração. Variam de anédricos a euédricos, alguns exibindo

bordas irregulares, interlobadas e com embaixamentos, como no caso de quartzo e feldspatos, além de poiquiloblastos com várias inclusões.

As amostras encontram-se cortadas por diversas fraturas que variam entre 0,03-1,2 mm de espessura, preenchidas por cristais ora isolados, ora associados de actinolita, epídoto, clorita, carbonato, opacos, titanita e biotita, muitas vezes com disseminações, algumas com bordas recristalizadas. Fraturas menores contêm quartzo, muscovita e opacos.

Os clastos na fração silte a areia estão cimentados por microcristais anédricos (0,012-0,12 mm) tipo franja (*pore linings*) de epídoto, biotita e clorita. Em áreas pontuais o cimento é do tipo preenchimento completo (*pore filling*), onde os grãos raramente estão em contato e apresentam-se corroídos com bordas serrilhadas, sendo composto por biotita, argilominerais, carbonato e opacos. Em outras porções os poros estão ocupados por material fino opaco (película), além de argilominerais. O cimento de quartzo é do tipo sobrecrescimento, alguns homoaxiais, assim como porções com cimento feldspático. A rocha é composta em seus constituintes detríticos por feldspatos, quartzo e fragmentos líticos, além de biotita, opacos, carbonato, muscovita e grãos acessórios (Figura 13).

Os feldspatos (10-50%) exibem contatos côncavo-convexos predominantes, além de contatos pontuais, retilíneos e suturados, alguns com bordas serrilhadas em porções restritas. Na fração fina, os grãos em sua maioria não exibem maclas, poucos exemplares mostram maclamento albita, xadrez e micropertitas, além de porções restritas onde há intensa alteração com grãos argilizados. Na fração grossa os clastos apresentam maclamentos do tipo albita, xadrez difuso e *Carlsbad*, alguns mostrando encurvamento, assim como intercrescimento micropertítico e mimerquítico. Onde a alteração é intensa, com grãos argilizados e sericitizados, não há maclamentos, além de mostrar pontos onde a alteração oblitera parcialmente estas feições, geralmente na porção central do grão, exibindo zoneamentos. Alterações comuns para epídoto, carbonato, sericita e argilominerais, além de clorita e quartzo globular como inclusões. É comum a ocorrência de grãos fraturados e estilhaçados. Os álcalis predominam em relação ao plagioclásio, podendo-se distinguir albita, ortoclásio e microlina. É impossível determinar a composição do plagioclásio pelos métodos óticos devido a destruição parcial ou total das maclas.

O quartzo (20-45%) exhibe grãos monocristalinos subarredondados a subangulosos, que predominam na fração fina, contatos côncavo-convexos,

retilíneos e raramente pontuais, mostrando em sua maioria extinção uniforme e algumas porções com extinção ondulante. Poucos clastos apresentam-se fraturados, além de outros onde a superfície dos grãos não estão límpidas, podendo ser indício de corrosão. É comum inclusão de opacos. Grãos policristalinos se restringem a fração grânulos a seixos, são subarredondados a angulosos com alta esfericidade, contatos retos, suturados, retilíneos e côncavo-convexos. Apresentam-se fraturados e deformados, com extinção ondulante pronunciada. Inclusões de clorita, muscovita e epídoto.

Os fragmentos líticos (4-8%) são compostos por clastos subarredondados a subangulosos com baixa esfericidade de seixos a areia grossa, formados por arenitos, siltitos, argilitos, quartzitos, basaltos, veios pegmatíticos, gnaisses e calcários, exibindo texturas peculiares. Os pelitos, provavelmente fragmentos plásticos não litificados (argilas), encontram-se geralmente englobados pelos grãos (pseudomatriz). Os fragmentos de siltitos apresentam recristalizações nas bordas, enquanto que os quartzitos possuem foliação granolepidoblástica, argilitos possuem cor marrom e laminação plano-paralela, veios pegmatíticos exibem clastos com quartzo e k-feldspatos com borda suturada e granulação fina (<1 mm), e basaltos mostram concentrações de finíssimas palhetas de plagioclásio mostrando textura seriada. A maioria destes clastos encontram-se recristalizados, tanto na bordas como no centro, como no caso de arenitos que apresentam textura detrítica no centro e em na porção periférica observa-se textura granoblástica. Alguns fragmentos possuem bordas fragmentadas, com estilhaços misturando-se com o restante dos grãos.

Restrita a fração mais fina e recristalizada, a biotita (2%) apresenta-se como pequenas lamelas subédricas (0,08-0,01 mm) orientadas, além de ocorrem como inclusões em quartzo e feldspatos. Em alguns pontos aparece esmagada entre os clastos. Seu pleocroísmo varia entre castanho escuro a castanho pálido, além de alguns cristais com pleocroísmo verde azulado a verde pálido, enquanto que a muscovita (0,2%) apresenta palhetas muito finas (0,125-0,2 mm), intergranulares, geralmente envolvendo os grãos na fração fina. Muitos grãos encontram-se encurvados, ondulados e fraturados, ocorrem tanto aleatoriamente como orientados paralelamente ao acamamento. Alguns exemplares estão inclusos no quartzo ou presentes em fragmentos líticos de quartzitos, definindo sua foliação.

Nos opacos (0,5-1,5%) predominam grãos (0,004-0,2 mm) subarredondados a subangulosos com alta esfericidade e bordas serrilhadas, distribuídos de forma aleatória, parecendo se situar preferencialmente no contato dos demais grãos, especialmente quartzos e feldspatos. Carbonato (0,5-1%) exhibe grãos subarredondados de baixa esfericidade, contatos côncavo-convexos e bordas serrilhadas, que ocorrem aleatoriamente somente na fração fina. Alguns clastos apresentam-se esmagados e com bordas totalmente irregulares, provavelmente devido à compactação. Os grãos acessórios (0,3-0,5%) mostram clastos muito pequenos (0,02-0,08 mm) subarredondados com baixa esfericidade, em ocorrências pontuais, geralmente fraturados, preservando muitas vezes hábito prismático e acicular, composto por zircão, titanita, turmalina, apatita e epídoto

Os minerais autigênicos, incluindo neocristais metamórficos (blastos, porfiroblastos e poiquiloblastos), cimento e alteração são representados por feldspatos, quartzo, biotita, epídoto, hornblenda, opacos, diopsídio, actinolita, carbonato, clorita, titanita, argilominerais, muscovita e apatita.

Os feldspatos (18-48%) ocorrem como xenoblastos (0,06-2 mm) com formas irregulares, geralmente globulares, esqueléticos e em forma de rosetas mostrando reentrâncias, que juntamente com quartzo, estão envolvidos na trama granoblástica, perfazendo contatos retilíneos e suturados. Os feldspatos alcalinos são amplamente predominantes em relação ao plagioclásio, provavelmente devido sua herança reliquiar, sendo possível visualizar o maclamento xadrez (microclina) e intercrescimentos, parcialmente obliterados pela alteração, mostrando típica aparência suja e com substituições para epídoto, argilominerais, carbonato e sericita. Cristais maiores são formados por poiquiloblastos com várias inclusões de albita, quartzo, carbonato epídoto, clorita, titanita e opacos. O plagioclásio, embora alterado, mostra maclas polissintéticas e zoneamentos em poucos exemplares. Porfiroblastos esqueléticos de álcali-feldspatos e poiquiloblastos de plagioclásios estão associados em equilíbrio, juntamente num aglomerado composto por clinopiroxênio, anfibólio, titanita, carbonato, epídoto e quartzo. Poucos cristais globulares (0,07 mm) estão inclusos no quartzo e carbonato.

Subidioblastos a xenoblastos (0,02-2 mm) de quartzo (30-35%) mostram bordas globulares e irregulares com embaiamentos, além de contatos suturados e curvilíneos. Contatos retos e pontos trípticos são comuns, perfazendo um conjunto de até 5 ou mais indivíduos, mostrando textura granoblástica. Bandas recristalizadas

de quartzo ocorrem nas bordas de fraturas preenchidas por outros cristais. Apresenta típica extinção ondulante, além de algumas inclusões de anfibólio, piroxênio, plagioclásio, opacos e biotita. Feições reliquias são visíveis, como dissolução por pressão e sobrecrecimentos, geralmente concentrado em grãos policristalinos. Cristais de quartzo subédrico e bordas suturadas preenchem pequenas trincas, estando neste caso variavelmente incluso por opacos.

Biotita (6,5-10%) é representada por pequenas lamelas e cristais (0,003-0,12 mm) subédricos a anédricos que ocorrem de forma disseminada e sem orientação. Sua cristalização se concentra geralmente onde há porções argilosas, juntamente com argilominerais e carbonatos, bordejando os demais grãos, formando disseminações e, às vezes, tendo certa continuidade semelhante a veios quando associadas, com tendência a formar cristais maiores, além de preencher algumas pequenas fraturas. Está variavelmente acompanhado de epídoto e opacos. Palhetas individuais estão orientadas aleatoriamente nos interstícios entre os grãos. Algumas lamelas estão alterando em suas bordas para clorita e muscovita e seu pleocroísmo é castanho pálido a castanho avermelhado.

O Epídoto (0,6-7%) ocorre como cimento, minerais de alteração e agregados de cristais maiores. O cimento de epídoto (0,0027 a 0,05 mm) é anédrico em forma de franjas, preenchendo parcialmente poros, sobretudo na fração fina e está disseminado na rocha, associado a clorita, biotita e opacos. Como mineral de alteração (0,01 a 2,5 mm), está associado principalmente ao plagioclásio (saussuritização), é anédrico a subédrico, ocorrendo tanto nas bordas como substituindo parcialmente o mineral pretérito. O epídoto autigênico (0,2 a 6 mm) é idioblástico a subidioblástico, exibindo cristais com hábito prismático, geralmente em agregados de 10 ou mais indivíduos, e sua cristalização ocorre sempre onde há feldspatos. Cristais maiores estão alocados onde há substituição parcial de feldspatos e concentração de titanita, anfibólio, piroxênio e carbonato, sendo que alguns possuem maclamento e fraco pleocroísmo, estando zonados. Em cristais menores é freqüente inclusões de quartzo, opacos e plagioclásio. Geralmente ocorre preenchendo pequenas fraturas, sendo que variavelmente se dissemina como cimento tipo preenchimento completo. Em fraturas maiores associa-se comumente com actinolita, clorita, carbonato, opacos e titanita.

Hornblenda (6%) apresenta xenoblastos a subidioblastos (2-0,1 mm) com bordas irregulares, aparecendo em pontos isolados especialmente onde os

feldspatos estão mais alterados e o epídoto, freqüente. Possui inclusões de pequenos cristais de epídoto, plagioclásio e quartzo, com alterações para biotita em sua borda. Com o clinopiroxênio, ocorre tanto como cristais em equilíbrio ou alteração deste, além de estar associado intimamente com titanita, plagioclásio e quartzo. Opticamente exhibe pleocroísmo verde pálido, verde azulado e castanho pálido, cor de interferência violeta de 2ª ordem inferior, ângulo de extinção=30°, sinal ótico negativo e ângulo 2V=85°.

Os opacos (0,4-6%) exibem uma associação de cristais anédricos a euédricos (0,006-0,25 mm) alguns mostrando hábito tabular, localizados principalmente na porção central das fraturas, em associação com actinolita, epídoto, biotita, titanita, clorita, quartzo e carbonato. Alguns exemplares estão sendo substituídos por titanita. Além de cristais anédricos a euédricos muito finos (0,025-0,125 mm) inclusos preferencialmente nas clivagens da clorita, biotita e actinolita, assim como epídoto e piroxênio. Ocorrem também como cimento muito fino em pontos aleatórios, preenchendo fraturas e trincas ou como películas bordejando alguns grãos.

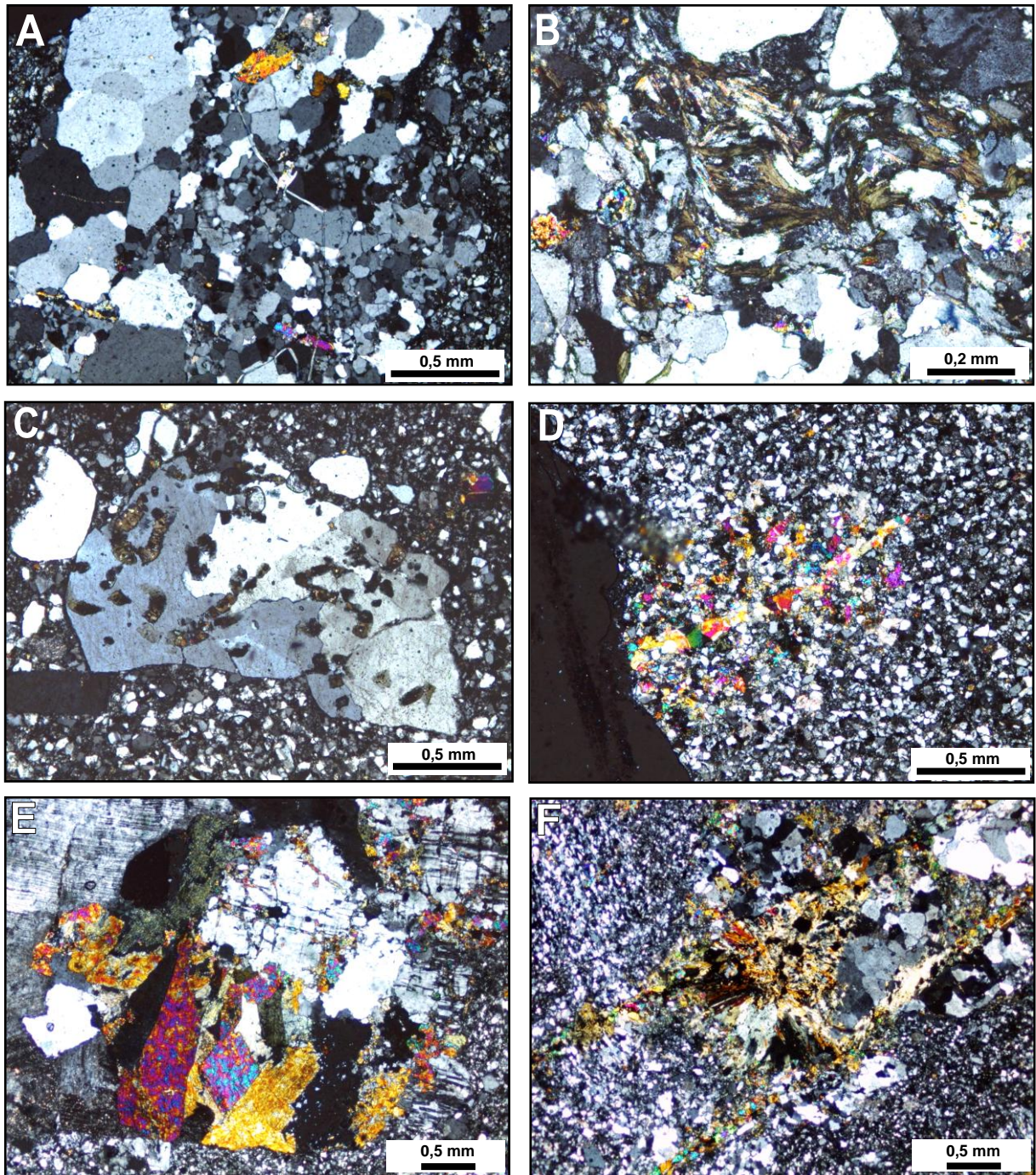
Subidioblastos a xenoblastos (0,5-0,1 mm) de diopsídio (4%) ocorrem como concentrados de 5 ou mais cristais, imersos na porção quartzo-feldspática recristalizada e associado com anfibólio, carbonato, titanita, plagioclásio, quartzo e epídoto. Além disso, exhibe alteração para hornblenda, com substituição parcial, preferencialmente nos seus planos de clivagem. Apresenta cor neutra a castanho pálido e verde pálido, cor de interferência amarela de 2ª ordem inferior a média, ângulo de extinção=40-42°, sinal ótico positivo e ângulo 2V=60°.

A actinolita (1,5-3%) mostra xenoblastos a subidioblastos finos, mostrando hábito tabular a acicular de até 1 mm, em associação de minerais formando feixes fibro-radiais ou em forma de leques, além de cristais anédricos disseminadas entre os grãos (cimento?), juntamente com epídoto e clorita. Ocorre principalmente preenchendo quase que completamente fraturas maiores (0,5 mm), nesse caso está acompanhada de epídoto, quartzo, carbonato, biotita, titanita, opacos e clorita. Alguns cristais estão inclusos por clorita e biotita. Opticamente exhibe fraco pleocroísmo (Y=verde pálido, X=verde amarelado, Z=amarelo pálido), cor de interferência violeta de 2ª ordem inferior, ângulo de extinção=14-16°, sinal ótico negativo e ângulo 2V=80-85°. Sua determinação foi confirmada por difração de raios-X.

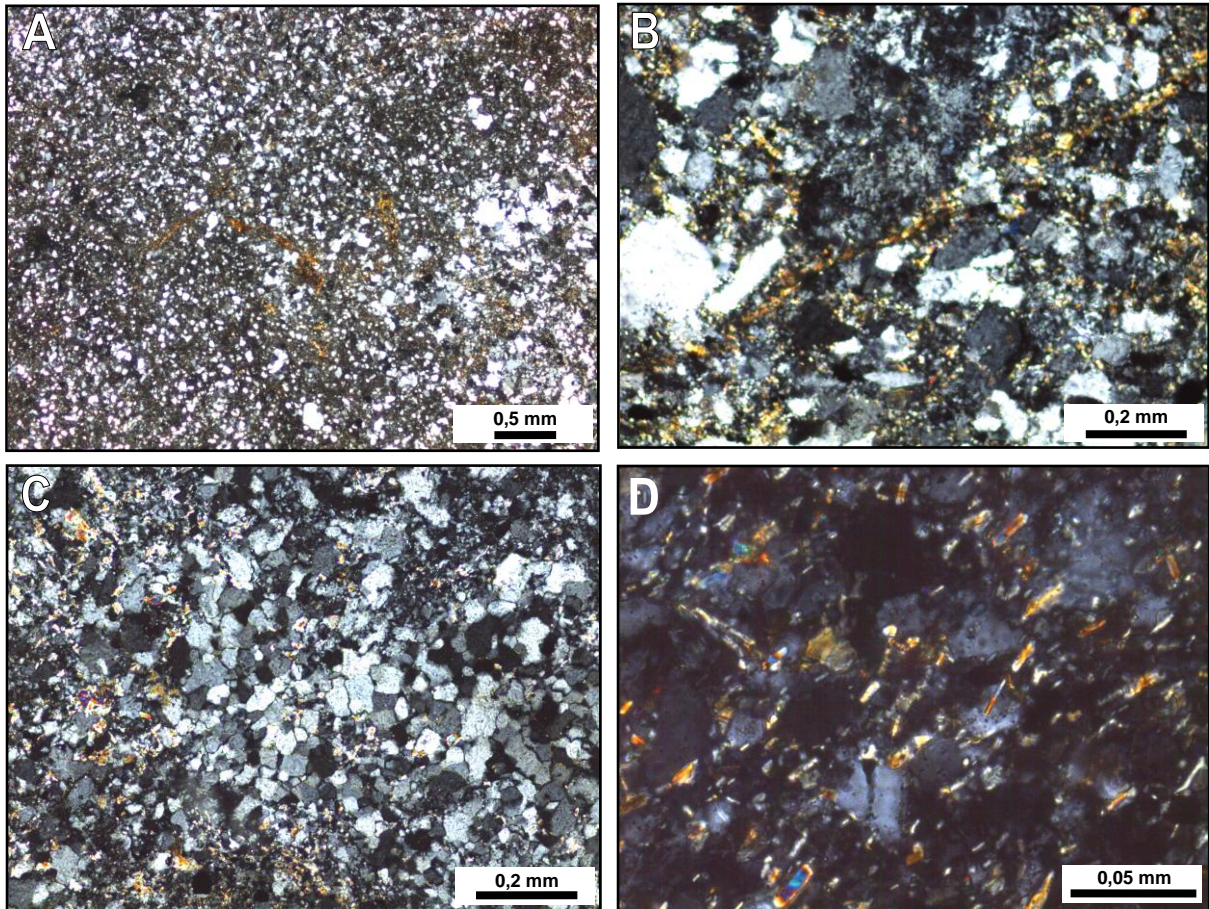
Cristais anédricos (0,02-0,4 mm) irregulares de carbonato (0,8-2%) ocorrem como alteração dos feldspatos, principalmente do plagioclásio, com substituição pseudomórfica total e parcial, além de preencher fraturas nos grãos ou como inclusões. Preenche também pequenas fraturas onduladas e fraturas maiores, associado com actinolita, epídoto, titanita e opacos.

A clorita (0,2-1%) exibe finas lamelas anédricas a subédricas (0,025 a 0,25 mm), exibindo fraco pleocroísmo (verde claro a verde pálido), com cor de interferência verde oliva escura a violeta. Apresenta-se principalmente incluso em seixos e grânulos de quartzo, feldspatos e cristais de epídoto, nesse caso como associações de palhetas onduladas aleatórias ou em pseudomorfos de argilominerais mostrando hábito em forma de livros (*booklets*) ou sanfonas, além de preencher alguns interstícios entre os opacos nas fraturas. Pontualmente ocorre como cimento em forma de franjas, envolvendo os clastos, em conjunto com o epídoto, biotita e finos opacos ou substituindo parcialmente o plagioclásio na fração fina. Está freqüentemente inclusa por opacos e apatita, alterando para muscovita e como alteração da biotita.

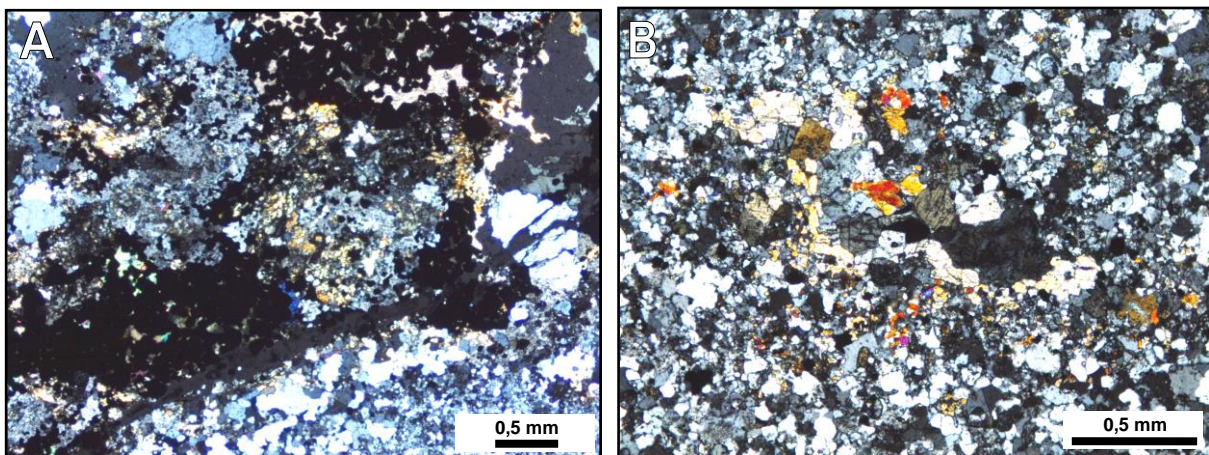
Idioblastos a xenoblastos (0,01-0,3 mm) de titanita (0,4-1%), alguns exibindo hábito prismático perfeito ocorre como inclusões no plagioclásio envolvido num aglomerado formado por carbonato, epídoto, anfibólio e quartzo. Além de cristais anédricos alocados nos interstícios dos minerais opacos que ocorrem preenchendo fraturas ou isolados, associados a opacos e biotita. Possui pequenas inclusões de opacos. O argilomineral (2%) apresenta-se como cristais anédricos cimentando alguns clastos, sendo comum estar associado à cristalização da biotita e ao cimento carbonático, além de muscovita (0,2%) que ocorre apenas em um ponto, preenchendo completamente pequena fratura, em concentrados de microlamelas (0,03 mm) dispostas de forma paralela, e apatita (0,1%) exibe aglomerados de pequenos cristais com hábito acicular (0,008 mm) inclusos na clorita.



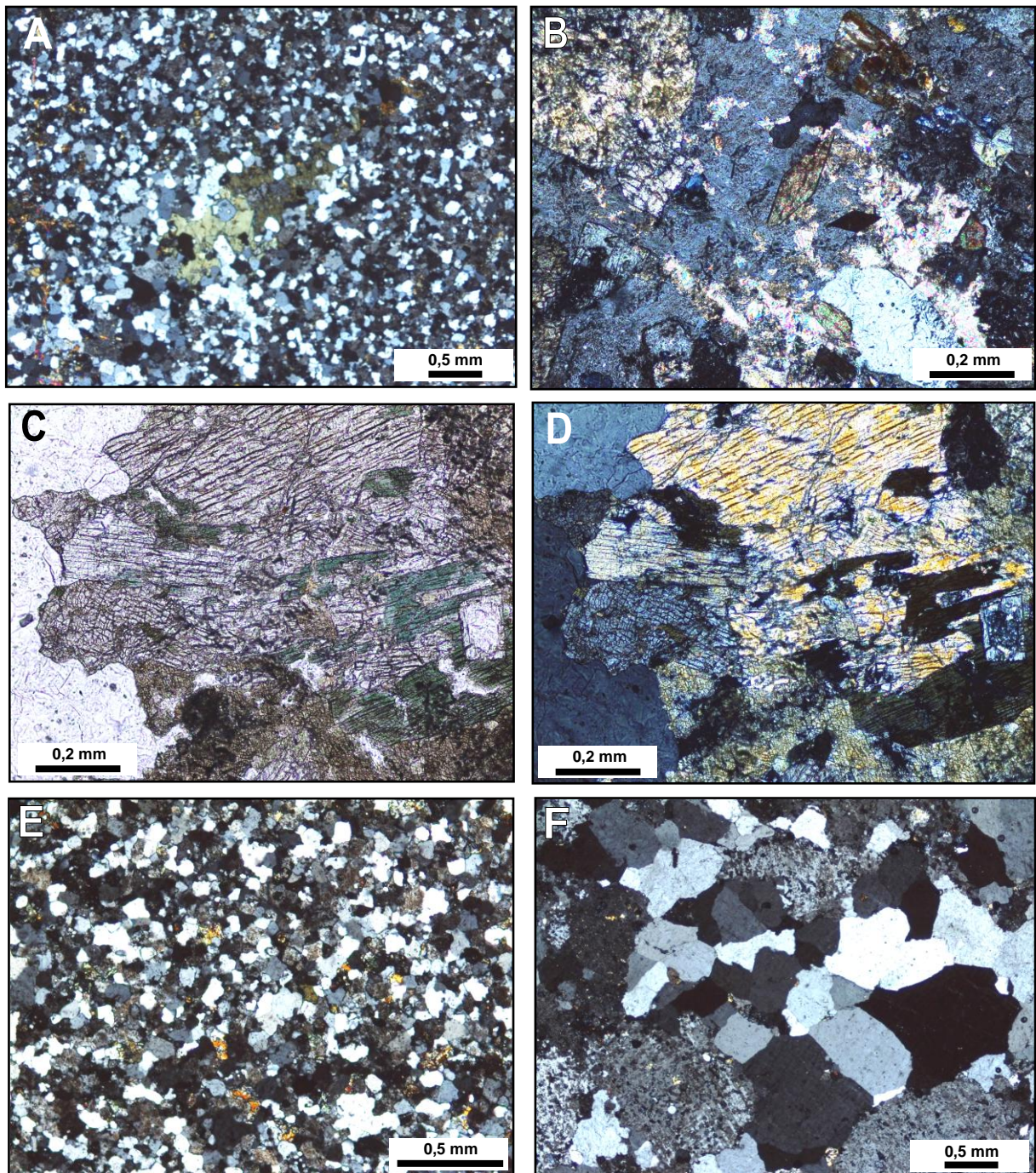
**Figura 13** – Fotomicrografias em nicóis cruzados (NC) dos arenitos no ponto 2008-TEC-01. **A:** Textura granoblástica envolvendo quartzo, feldspatos e epidoto (2008-TEC-01-I). **B:** lamelas de clorita entremeadas aos demais grãos desenvolvendo uma incipiente foliação localizada, associadas ao epidoto e actinolita (2008-TEC-01-I). **C:** Clastos de quartzo com várias inclusões de clorita em forma de livros (*booklets*) ou sanfonas provavelmente como pseudomorfos de argilominerais (2008-TEC-01-I). **D:** Fratura preenchida por cristais de epidoto com disseminações (2008-TEC-01-I). **E:** associação de cristais de epidoto euédricos a subédricos em equilíbrio com actinolita em porções feldspáticas (2008-TEC-01-II). **F:** cristais de actinolita em fraturas formando feixes fibro-radiais, associado com opacos, epidoto e carbonato. Notar recristalizações nas bordas da fratura (2008-TEC-01-III).



**Figura 14** – Fotomicrografias em nicóis cruzados (NC) das rochas no ponto 2008-TEC-03 e 04. **A:** cristais de biotita anédrica, disseminada entre a matriz (2008-TEC-03). **B:** lamelas de biotita cristalizada, disseminada e formando “veios” (2008-TEC-03). **C:** textura granoblástica desenvolvida envolvendo quartzo, feldspatos, epidoto e carbonato (2008-TEC-04). **D:** microlamelas de biotita orientadas e bem desenvolvidas, cristalizada sobre a matriz (2008-TEC-04).



**Figura 15** – Fotomicrografias em nicóis cruzados (NC) dos *hornfels* no ponto 2008-TEC-05A. **A:** trama totalmente recrystalizada mostrando poiquiloblastos e k-feldspatos e quartzo, próximo a zona de fratura preenchida por opacos euédricos associados à titanita, clorita e carbonato (2008-TEC-05A). **B:** porfiroblastos de diopsídio imersos na matriz recrystalizada (2008-TEC-05A).



**Figura 16** - Fotomicrografias em nicóis cruzados dos *hornfels* no ponto 2008-TEC-05B. **A**: porfiroblasto de hornblenda imerso na matriz granoblástica (2008-TEC-05B). **B**: cristais de titanita euédrica inclusos em plagioclásio e carbonato, associados a piroxênio sendo substituído por anfibólio (2008-TEC-05B-I). **C** e **D**: porfiroblastos de hornblenda e diopsídio associados, além de cristalizações de plagioclásio – foto C em luz natural (2008-TEC-05B-I). **E**: porções granoblásticas de granulação mais fina (2008-TEC-05B-I). **F**: poiquiloblastos de álcali-feldspatos distribuídos entre a textura granoblástica de granulação mais grossa (2008-TEC-05B-II).

### 5.2.2 Granito Meruoca

A petrografia no granito revelou que a amostra é representativa de uma fácies sienogranítica, comum no batólito Meruoca, afetada por deformação dútil em intensidade fraca, com transformações ao nível mineral, mostrando variavelmente cristais fraturados e trincados, além de pequenas transformações parciais.

Rocha de granulação média (1-5 mm) e textura granular hipidiomórfica, composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio (essenciais), além de biotita (varietal), opacos, fluorita, allanita e zircão (acessórios), clorita, sericita e argilominerais (secundários).

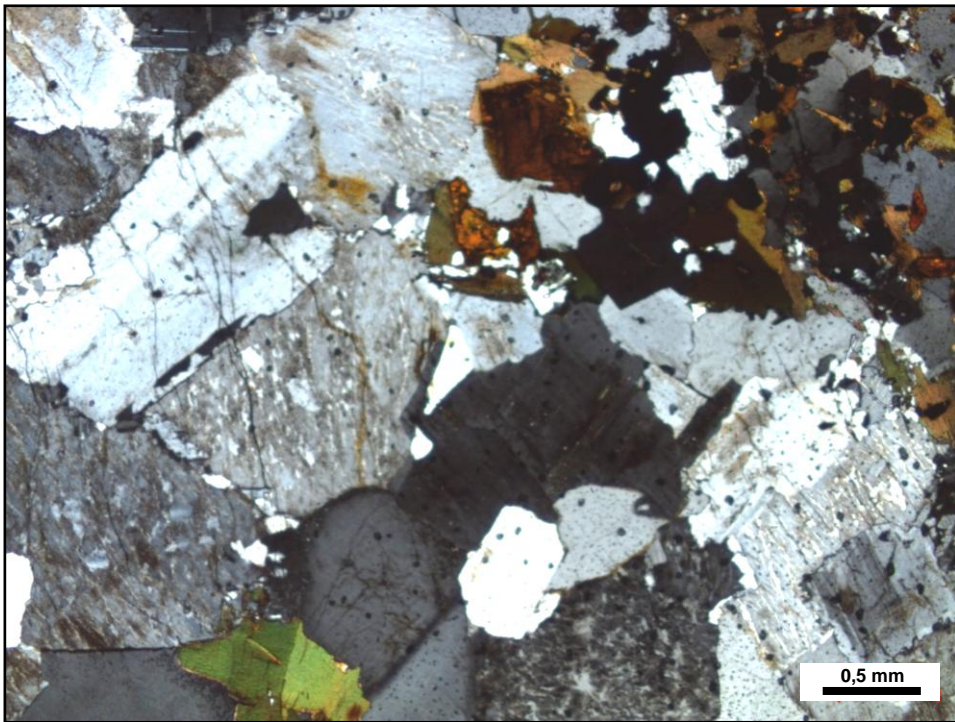
O quartzo (39%) exibe pequenos cristais anédricos (0,1-1,0 mm) com contatos lobulados e suturados, ocasionalmente fraturados, mostrando forte extinção ondulante. Parece ocupar os espaços entre os plagioclásios. Ocorre também como pequenos cristais globulares (0,125 mm) incluso nos feldspatos.

Cristais anédricos e subédricos (0,4-2,5 mm) de álcali-feldspato (37%) apresentam intercrescimento micropertítico, inclusões de biotita e zircão, maclamento xadrez (albita-periclina). Estão parcialmente alterados para argilominerais e sericita, alguns com maclas obliteradas. Foi classificado como microclina.

O plagioclásio (14%) é representado por cristais subédricos (0,6-2,0 mm), mostrando lamelas com maclamento tipo albita e *Carlsbad*. Praticamente todos os cristais estão alterados de forma moderada para sericita, especialmente na parte central, sendo que alguns exemplares mostram zoneamento. A disposição e alteração das maclas não permitem determinar sua composição.

A biotita (8%) mostra uma associação de lamelas subédricas, sem orientação, localizada preferencialmente entre os feldspatos ou como inclusões. Seu pleocroísmo varia de verde azulado a verde pálido. Está freqüentemente inclusa por opacos, zircão e allanita, geralmente mostrando halos pleocróicos, além de alteração para clorita, principalmente em suas bordas. Como acessórios (2%) há opacos, fluorita, allanita e zircão, com hábitos predominantemente anédricos estando sempre associados como inclusões ou bordejando a biotita, além de ocupar espaços na porção quartzo-feldspática.

Foi classificado como sienogranito, sendo um biotita sienogranito (Q=42; A=40; P=18), conforme Streckeisen (1976).



**Figura 17** – Aspecto microscópico do Granito Meruoca (nicóis cruzados) em porções próximas ao contato (2008-TEC-02).

## 6 METAMORFISMO E AUREÓLA DE CONTATO

O estudo do metamorfismo nos litotipos que ocorrem na borda oeste-sudoeste do Granito Meruoca foi realizado por meio de observações de campo, de feições mesoscópicas e principalmente da análise petrográfica detalhada que permitiu caracterizar as tramas texturais e as associações minerais em equilíbrio (paragêneses). Com isso foi possível determinar a fácies metamórfica correspondente utilizando os diagramas petrogenéticos, para determinar o grau do metamorfismo. Este capítulo tem como objetivo caracterizar a transição das rochas não afetadas pelo metamorfismo de contato (feições pretéritas) até o aparecimento dos *hornfels*, marcado por mudanças progressivas no conteúdo mineralógico e na estrutura das rochas. Estes parâmetros foram definidos tendo como base a metodologia e os princípios de Spear (1993), Turner (1981), Winkler (1977) e Yardley (1994) no estudo de rochas metamórficas.

A fim de apresentar as condições de pressão e temperatura que na área de estudo foi submetida, alguns dados sobre o modo de ocorrência e colocação do Granito Meruoca são aqui reportados. Sial (1989) com base em estudos petrológicos mostrou que o Granito Meruoca foi posicionado em nível superior na crosta (epizona), cristalizando a temperaturas entre 870-650°C. Oliveira (2001) menciona que o plúton posicionou-se de forma passiva em porções rasas da crosta em profundidades de até 15 km ( $\pm 4$  kbar), requerendo uma temperatura de cristalização de cerca de 900°C.

Além disso, nas rochas encaixantes a caracterização petrográfica revelou rochas sedimentares detríticas, com variações granulométricas dominantes de arenitos, com componentes pelíticos, carbonáticos e básicos subordinados, além de grânulos e seixos líticos distribuídos aleatoriamente, configurando arenitos de composição arcoseana impura. Nestas rochas, as transformações metamórficas em concentrados quartzo-feldspáticos tendem a provocar essencialmente recristalizações, produzindo a textura granoblástica, enquanto que em porções onde os minerais são de composição carbonática, pelítica e básica as reações são facilmente processadas, formando novos minerais (blastese). Nesse caso, as paragêneses apresentadas aqui não serão separadas por grupos composicionais, mas por sua ocorrência nos diferentes pontos.

O ponto mais distante do contato com o granito (2008-TEC-01), cerca de 700 m em mapa (Anexo A), é representado por arenitos conglomeráticos que mostram ainda sua característica original preservada, além de laminação plano-paralela ( $S_0$ ). Microscopicamente exhibe textura clástica dominante que corresponde ao acamamento sedimentar. Entretanto, a atuação metamórfica se faz presente, definida pela textura granoblástica, que ocorre em pontos de granulação mais fina, além da presença de foliações restritas formadas por clorita ( $S_1$ ).

A paragênese nestes arenitos é formada por: epidoto + actinolita + clorita  $\pm$  carbonato  $\pm$  opacos. Estes minerais estão alocados principalmente em fraturas com bordas recristalizadas, ocorrendo também de forma disseminada e como aglomerados e inclusões, além de quartzo e feldspatos como fases recristalizadas em equilíbrio. Esta associação é incomum em rochas quartzo-feldspáticas ou pelíticas, sendo mais comum em rochas calco-magnesianas (metabásicas).

A associação acima descrita pode se enquadrar na facies albíta-epidoto *hornfels*, no entanto, nota-se que o modo como ocorre estas transformações não mostra uma ligação genética com a influência termal do Granito Meruoca, mas apresenta características de uma ação combinada entre feições de soterramento e diagênese, definida pela deformação dos grãos, cimentação pontual e presença dominante de dissolução por pressão. Aliado a isso, houve a injeção de fluidos hidrotermais alóctones de natureza básica nos fraturamentos, originando alterações metassomáticas, sendo o resultado de uma atuação combinada entre o metamorfismo de soterramento e metassomático que corresponde a primeira fase metamórfica ( $M_0$ ), com condições de fácies prehnita-pumpelleíta até no máximo, fácies xisto-verde baixo ( $T=300-350^\circ\text{C}$  e  $P=2-3$  kbar), constituindo uma seqüência metavulcanossedimentar fora da auréola de contato. A seqüência sedimentar até o contato com o Granito Meruoca pode ou não mostrar estas transformações, consideradas como anteriores à influência termal do Granito Meruoca, sendo importante a partir daqui, levar em consideração que as transformações do metamorfismo do contato podem ter influência no metamorfismo preexistente.

Os arenitos nos pontos 2008-TEC-03 e 04 ocorrem paralelizados em mapa (Anexo A), tendo a mesma distância do Granito Meruoca (~500 m), além de serem semelhantes petrograficamente. Nestas rochas ainda são perceptíveis feições reliquias, exibindo poucos grânulos alinhados em alguns planos, mas os primeiros indícios da atuação metamórfica termal passam a aparecer, evidenciado pelo

escurecimento da rocha em amostra de mão para uma cor cinza escura a negra, aspecto afanítico, presença de fratura conchoidal e recristalizações integrais em zonas de fraturas e na grande maioria dos clastos, originando a textura típica de *hornfels*.

Estas feições se refletem a nível microscópico, exibindo a textura granoblástica, que ocupa cerca de 60% das amostras, em mosaicos poligonais com pontos tríplexes. Além dos minerais que também ocorrem na paragênese anterior (epidoto ± actinolita ± opaco ± clorita) têm-se o aparecimento da biotita, que não ocorre na primeira fase metamórfica ( $M_0$ ), mostrando pleocroísmo castanho pálido a castanho avermelhado e apresentando-se como pequenos cristais anédricos a subédricos orientados ou não (0,003-0,12 mm), algumas vezes esqueléticos, sendo que sua cristalização se concentra geralmente na fração fina no interstício dos grãos e em porções onde o cimento é muito fino ou onde há porções pelíticas, além de estar distribuído de forma disseminada, com tendência a formar cristais maiores. Carbonato e titanita são fases subordinadas estabilizadas, além de quartzo e feldspato como fases recristalizadas. A reação provável de formação da biotita envolve clorita + k-feldspato → biotita + quartzo + água, em temperaturas a partir de 350-400°C, definindo a segunda fase metamórfica ( $M_1$ ) e o início da auréola em condições de fácies albita-epidoto *hornfels* na isógrada da biotita, correspondendo a auréola externa do contato. Foi classificada como biotita-*hornfels* derivado de arenito quartzo-feldspático já metamorfizado ou biotita granofels (Callegari & Pertsev 2007).

No contato com o Granito Meruoca (2008-TEC-05) os litotipos estão totalmente transformados, exibindo principalmente uma textura nodular ou maculosa, extremamente compactos e não guardam mais nenhuma característica sedimentar visível. Em nível microscópico a textura granoblástica poligonal, é predominante, ocupando cerca de 90-100% da amostra, sendo que pequenas porções, bem restritas, mostram clastos deformados pela compactação (dissolução por pressão e sobrecrecimentos). A textura granoblástica na porção quartzo-feldspática alterna porções de granulação fina a granulação grossa (0,2-1,5 mm) semelhantes a quartzitos. Imersos na matriz há a presença de porfiroblastos anédricos a subédricos de até 2 mm, formados por diopsídio e hornblenda, em associação com microclina, titanita, carbonato, plagioclásio, epidoto e quartzo, além de poiquiloblastos subcirculares de microlina (2 mm) crivados de inclusões.

Porções correspondentes a fraturas, com características semelhantes às que ocorrem no ponto 2008-TEC-01, estão preenchidas predominantemente por pequenos opacos euédricos, com titanita e clorita alocada em seus interstícios, além de hornblenda, diopsídio e epidoto granulares, assim como blastos totalmente irregulares de feldspatos alcalinos e quartzo. A associação mineral em equilíbrio é determinada por microclina + quartzo + plagioclásio + clinopiroxênio (diopsídio) + hornblenda + opacos ± titanita ± carbonato ± clorita. Esta paragênese ocorre em condições de facies hornblenda *hornfels*, com reações a partir de 500°C, definida pelo aparecimento da hornblenda a partir de reações de clorita + epidoto ou biotita + calcita + quartzo. A partir daí, com o incremento da temperatura, de máximo 600°C e pressão de 2 kbar, o clinopiroxênio é produzido através da reação: hornblenda + calcita + quartzo → diopsídio + plagioclásio, representando a terceira fase metamórfica (M<sub>2</sub>) que corresponde a auréola interna e adjacente ao contato. Esta rocha foi classificada como diopsídio-hornblenda-microclina *hornfels* (ou granofels) derivado de arenito conglomerático quartzo-feldspático impuro pré-metamorfizado (CALLEGARI; PERTSEV 2007).

Gorayeb et al. (1988) reportou a presença de granada no contato, provavelmente a grossulária, metamorfizada a partir de fragmentos calcários, confirmando esta fácies, na isógrada da granada. Turner (1981) reporta ainda que as associações: diopsídio + grossulária e plagioclásio + diopsídio ± quartzo, que ocorrem nas rochas do presente estudo, podem corresponder ao início da fácies piroxênio *hornfels*.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na Província Borborema ocorre mais de 200 corpos graníticos pós-tectônicos relacionados ao Ciclo Brasileiro. A maioria destes corpos estão posicionados em zonas de descontinuidades, e geralmente não exibem auréolas de contato homogêneas, como no caso do Granito Meruoca, localizado na confluência do Lineamento Transbrasiliano e bordejado parcialmente por falhas.

Diversos trabalhos de cunho regional, petrológico-geocronológico ou para estabelecer relações de contato com as unidades litoestratigráficas circundantes foram realizados, no entanto, não havia nenhum estudo direcionado ao metamorfismo de contato do Granito Meruoca, embora fosse reportada sua ocorrência de forma superficial.

Este trabalho teve como foco principal, desenvolver um estudo petrográfico direcionado ao metamorfismo de contato na porção oeste-noroeste do Granito Meruoca e abrangeu observações de campo, análise petrográfica, definição dos aspectos texturais e o estabelecimento de associações minerais em equilíbrio para definição de fácies e distribuição de isógradas em mapa.

As rochas encaixantes são pertencentes à Formação Pacujá, que é a porção distal do Grupo Jaibaras, representada por arenitos a arenitos conglomeráticos que variam composicionalmente de arcósios a arcósios líticos, com componentes subordinados de composição carbonática, pelítica e básica.

Nestas rochas foi mapeada uma auréola de metamorfismo de contato de aproximadamente 500 m, que exhibe as transformações mineralógicas, texturais e estruturais progressivas, indicativos do aumento da temperatura, sendo que a intensidade do metamorfismo é maior ao aproximar-se do Granito Meruoca.

Três fases metamórficas foram caracterizadas, sendo que a primeira fase metamórfica ( $M_0$ ) ocorre fora da zona de contato, onde as rochas possuem transformações indicativas de combinações do metamorfismo de soterramento e hidrotermal, na fácies xisto-verde, zona da clorita.

A auréola de contato inicia-se a partir da cristalização da biotita, cerca de 400 a 500 m do Granito Meruoca, definindo a fácies albita-epidoto *hornfels* ( $T=350-400^\circ\text{C}$ ), isógrada da biotita, caracterizando a segunda fase metamórfica ( $M_1$ ). O contato com o Granito Meruoca guarda o registro da terceira fase metamórfica ( $M_2$ ), representada pela auréola interna, com paragêneses formadas por clinopiroxênio e

hornblenda, em condições na fácies hornblenda *hornfels* (T=500-600°C e P=2kbar), zona da granada.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S.; GAMA JR., T.; HASUI, Y. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v.2, p. 20-33.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S.; GAMA JR., T. Aspectos tectônicos da região de Martinópolis – Massapê (CE). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13., 1989, Fortaleza. **Atas...** Fortaleza: SBG, 1989. p. 265-267.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Feições lito-estruturais e critérios cinemáticos no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 300-301.
- ABREU, F. A. M.; HASUY, Y.; GORAYEB, P. S. S. Grábens Eopaleozóicos do oeste cearense – considerações sobre as seqüências litoestratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1993. p. 29-31.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Os terrenos granulíticos do NW cearense como indicadores de crustal-stacking-wedge. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v.6, p. 269-272.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Boletim Resumos...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, A.R.; ANDRADE FILHO, J.F.. A Suíte Magmática Parapuí – Sobral (CE): petrologia e posição estratigráfica. **Revista de Geologia**, Fortaleza, UFC. v. 12, p. 5-28. 1999a.
- ALMEIDA, A. R.; ANDRADE FILHO, J. F. A Suíte Magmática Aroeiras – Sobral – CE: petrologia, mecanismo de ascensão e posição estratigráfica. **Revista de Geologia**, Fortaleza, UFC. v. 12, p. 53-68. 1999b.
- ARCHANJO, C. J.; LAUNEAU, P.; HOLLANDA, M. H. B. M.; MACEDO, J. W. P.; LIU, D. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). **Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)**, n. 98, p. 1793-1807. 2009.
- BEST, M. **Igneous and metamorphic petrology**. 2ed. Oxford: Blackwell Publishing, 2003.
- BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino**. 1975. 198f. Tese (Doutorado em Geologia). Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, USP, 1975.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, n. 53, p.23-40. 1991.

BRITO NEVES, B. B.; SÁ, J. M.; NILSON, R. R.; BOTELHO, N. F. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. **Geonomos**, n. 3, p.1-21. 1995a.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris-Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 279-296, 1995b.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 155-166. 1999.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic evolution of the South America**. Rio de Janeiro: International Geologic Congress, 31., 2000. p. 151-182.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A. H. North-western África – north-eastern Brazil: major tectonic links and correlation problems. **Journal of African Earth Sciences**, n. 34, p. 275–278. 2002.

CALLEGARI, E.; PERTSEV, N. Contact metamorphic and associated rocks. In: FETTES D.; DESMONS, J. (eds). **Metamorphic Rocks – a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences (IUGS)**. New York: Cambridge University Press, 2007. p. 69-81.

CAVALCANTE, J. C.; FERREIRA, C. A. **Mapa geológico do Estado do Ceará**. Brasília: MME-CPRM-DNPM, 1983. 1 mapa, col. Escala 1:500.000.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, F. E. M. Mapa Geológico do Estado do Ceará. In: **Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Geologia, recursos minerais, geoquímica, geofísica, geomorfologia: sistema de informações geográficas (SIG)**. Fortaleza: MME–CPRM–Serviço Geológico do Brasil, 2003. 1 mapa, col. Escala 1:500.000. 1 CD-ROM.

COBRA, R. Q. **Estudo da estratigrafia, tectônica, ocorrências minerais e recursos d'água do nordeste do Ceará**. Recife: Sudene – Departamento de Recursos Naturais, 1963. 36 p. (Relatório Interno).

CORRÊA, J. A. M. Estudos petrográfico das rochas vulcanoclásticas da Suíte Parapuí, bacia de Jaibaras, NW do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 1997, Fortaleza. **Resumos Expandidos...** Fortaleza: SBG, 1997. bol. 15, p. 149-152.

COSTA, W. D. **Contribuição ao estudo geológico da Bacia Jaibaras**. Recife: Universidade do Recife, 1963. n. 4, p. 65-89. Arquivos de Geologia.

COSTA M. J.; FRANÇA J. B.; LINS C. A. C.; BACCHIEGGA I. F.; HABEKOST C. R.; CRUZ W. B. **Geologia da bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras**. Brasília, DF: MME, 1979. 106p. (Série Geologia Básica, 11).

DANNI, J. C. M. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras – Ceará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, n. 2, p. 85-97. 1972.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, R. C.; PERROTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília, DF: CPRM, 2003. p. 227-334.

BRASIL. Ministério dos Transportes. Departamento nacional de infraestrutura de transportes – DNIT. **Mapas multimodais**: mapa rodoviário do Ceará. Brasília, DF: DNIT, 2009. Disponível em: <<http://www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/mapas-multimodais/CE.pdf>>. Acesso em: 15 jan 2009.

FARINA, M. Perspectivas metalogenéticas de alguns granitos pós-orogênicos do nordeste brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. v. 6, p.121-129.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N. S.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 11, n. 5, p. 439-455, 1998.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Geologic history and framework of Ceará State: northwest Borborema Province, NE Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Brazil. **Extended abstracts...** p. 112–114.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; ARTHAUD, M.; NOGUEIRA NETO, J. A. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints 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**, São Paulo, SBG, v. 30, n. 1, p.102-106, mar. 2000.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.; WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 265-273. 2003.

GARCIA, M. G. M.; PARENTE C. V. P.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da bacia eopaleozóica Jaibaras – CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU F. A. M.; CORREA, J. A. M.; MOURA, C. A. V. Relações estratigráficas entre o Granito Meruoca e a seqüência Ubajara-Jaibaras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2678-2688.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; HASUI, Y. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. **Atas...** Natal: SBG, 1993. v. 13, p. 254-257.

GORAYEB, P. S. S.; COIMBRA, C. R. O zoneamento metamórfico termal ao redor do Granito Mucambo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Atas...** Recife: SBG, 1995. v. 14, p. 337-340.

GORAYEB, P. S. S.; SOARES, J. E. B. Os granitos fayalíticos de Mucambo – Ceará: dados geológicos, petrografia e considerações petrológicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Atas...** Recife: SBG, 1995. v. 14, p. 274-276.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Geração de corpos graníticos batolíticos sintrasamazônicos na Província Borborema: o exemplo do granitóide Chaval. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Atas...** Recife: SBG, 1995. v. 2, p. 414-417.

GORAYEB, P. S. S.; NASCIMENTO, R. S. Rochas vulcânicas da Suíte Parapuí – Bacia de Jaibaras – CE. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 1997, Fortaleza. **Atas...** Fortaleza: SBG, 1997. v. 2, p. 273-275.

GORAYEB, P. S. S.; SANTOS M. V.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V.; NASCIMENTO, R. S.; VILLAS, R. N. N.; GUEDES JR. O. G. Geologia da Folha Frecheirinha (SA.24-Y-C-VI) – NW do Ceará, em ambiente SIG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

GORAYEB, P. S. S.; NASCIMENTO, R. S. Metamorfismo de soterramento no Gráben Jaibaras, noroeste da Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

HACKSPACHER, P. C.; SOARES, J. W.; PETTA, P. A. A geologia do Grupo Ubajara - região de Frecheirinha. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2661-2677.

JAEGER, J.C. Thermal effects of intrusions. **Reviews of Geophysics**, v. 2, n. 3, p. 443-466. 1964.

JARDIM DE SÁ, E. F.; HACKSPACHER, P. C.; NOGUEIRA, A. M. B.; LINS, F. A. P. L.; MCREATH, I.; SRIVASTAVA, N. K. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9., 1979, Natal. **Atas...** Natal: SBG, 1979. p. 30-38.

LAFON, J. M.; GORAYEB, P. S. S.; TAVARES JR.; S. S. Caracterização litoquímica e geocronológica dos granitóides da região de Sobral – Santa Quitéria, noroeste do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 371-373.

MABESOONE, J. M.; BEURLLEN, K.; RAND, H. M. **Geologia da bacia de Jaibaras (Ceará)**. Recife: UFPE, 1971. v. 2, 116 p. (Série B: estudos e pesquisas).

MATTOS, I. C.; PHILIPP, R. P.; MEXIAS, A. S.; GOMES, M. E. B.; Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SBG. v. 34, n. 1, p. 1-10, mar. 2004.

MATTOS, I. C. **Geologia, petrografia, geoquímica, comportamento físicomecânico e alterabilidade das rochas ornamentais do stock granítico Serra do Barriga, Sobral (CE)**. 2005. 260 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

MELLO, Z. F. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no nordeste oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1992. v. 6, p. 2438-2450.

NASCIMENTO, D. A.; GAVA, A.; PIRES, J.; TEIXEIRA, W. Geologia e mapeamento regional. In: Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.24 Fortaleza**. Rio de Janeiro: MME, 1981. p. 27-133. (Levantamento de Recursos Naturais, 21).

NASCIMENTO, R. S.; ABREU, F. A. M. Inversão da Bacia de Jaibaras, noroeste do Ceará – exemplo de cinemática sinistral no Eopaleozóico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú, **Boletim de resumos expandidos....** Camboriú: SBG, 1994. v.1, p. 573-574.

NASCIMENTO, R. S. **Caracterização petrográfica, mineralógica e litoquímica das rochas vulcânicas do Gráben Jaibaras - CE**. 2000. 109 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

NASCIMENTO, R.S.; GORAYEB, P.S.S. Os basaltos da Suíte Parapuí, Gráben Jaibaras – Noroeste do Ceará: caracterização, petrografia, geoquímica e química mineral. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SBG. v. 34, n. 4, p. 112-126, dez. 2004.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. Oxford: Wiley-Blackwell, 2009. 419 p.

NOVAIS, F. R. G.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1979, Natal. **Atas...** Natal: SBG, 1979. v.1, p. 371-373.

OLIVEIRA, D. C. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the Early Paleozoic Jaibaras trough (northeast Brazil). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SBG. v. 30, n. 3, p. 423-427, set. 2000.

OLIVEIRA, D. C. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (nordeste do Brasil). **Acta Geologica Hispanica**, v. 36 n.1-2, p. 53-95. 2001.

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

PALHETA, M. A. P.; LEMOS, R. L. Estudo petrográfico do Granito Tucunduba, Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 1991, Recife. **Atas...** Recife: SBG, 1991. v.12, p. 376-377.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. **Sand and sandstone**. New York: Springer-Verlag, 1987. 572 p.

PRADO, F. S.; MENDONÇA, J. C. G. S.; MORAIS, J. B. A.; MEDEIROS, M. F.; ASSUNÇÃO, P. R. S.; ANDRADE, V. A.; MEDEIROS, R. P. **Geologia da Região Noroeste do Estado do Ceará – Projeto Martinópolis**. Brasília, DF: MME, 1981. 59 p. (Série Geologia Básica 17).

QUADROS, M. L. E. S.; ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras-NW do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú, **Anais...** Camboriú: SBG, 1994. v.3, p. 240-242.

QUADROS, M. L. E. S. **Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, noroeste do estado do Ceará**. 1996.135 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

ROCHA, M. A.; LEONARDOS, O. H. Geologia da bacia de Jaibaras. **Boletim Mineralógico**, Recife. n. 3, p. 75-89. 1975.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (coords.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 123-186.

SANTOS, T. J. S. **Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema**. 1999. 186 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja-CE. **Revista de Geologia**, Fortaleza, UFC. n. 14, p. 33-48. 2001.

SANTOS, T. J. S.; SOUZA, G. M.; QUEIROZ, H. B.; NOGUEIRA NETO, J. A.; PARENTE, C. V. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema: uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa, **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 337.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. In: WEINBERG, R.; TROUW, R.; FUCK, R.; HACKSPACHER, P. (eds). The 750–550 Ma Brasiliano event of South America. **Journal of the Virtual Explorer**, v. 17, Paper 7, p. 1-16, 2004. Disponível em <<http://virtualexplorer.com.au/>>. Acesso em: 27 set. 2009.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 25, p. 271-284. 2008a.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central 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**. London: The Geological Society, 2008b. p. 101-119. (Special Publications, 294).

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. In: REDDY, S. M.; MAZUMDER, R.; EVANS, D. A. D.; COLLINS, A. S. (eds). **Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution**. London: The Geological Society, 2009. p. 271–281. (Special Publications, 323).

SIAL, A. N. **Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, nordeste do Brasil**. 1989. 284 p. Tese (Professor Titular) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pernambuco (UFPE), Recife, 1989.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; ALMEIDA, A. R.; ROMANO, A. W.; PARENTE, C. V.; COSTA, M. L. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.72, n. 4, p. 539-558. 2000.

SPEAR, F. S. **Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths**. Washington, DC: Mineralogical Society of America, 1993. 799 p.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 12, p.1-33. 1976.

TAVARES JR., S. S.; GORAYEB, P. S. S.; LAFON, J. M. Petrografia e geocronologia Rb-Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito Meruoca (CE). In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1990, Natal, **Boletim de Resumos...** Natal: SBG, 1990. v. 5, p. 337-338.

TAVARES JR., S. S.; LAFON, J. M.; GORAYEB, P. S. S. O granito Serra da Barriga, noroeste do Ceará: características petrológicas, geoquímicas e geocronologia Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 1991, Recife, **Atas...** Recife: SBG, 1991. v. 14, p. 178-181.

TEIXEIRA, A. L.; GAUCHER, C.; PAIM, P. S. G.; FONSECA, M. M.; PARENTE C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 1 ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda, 2004. p. 487-536.

TEIXEIRA, M. F. B.; NASCIMENTO, R. S.; GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; ABREU, F.A.M. Novos dados geocronológicos PB-Pb em zircão do Feixe de Diques Aroeira e sua relação com o Granito Meruoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

TURNER F. J. **Metamorphic Petrology**. 2 ed. New York: McGraw-Hill, 1981. 524 p.

VANCONCELOS, A. M.; TORRES, P. F. M.; FORGIARINI, L. L.; MEDEIROS, M. F. Folha SA.24 – Fortaleza. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (eds). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: sistema de informações geográficas. Brasília: CPRM, 2004. 1 mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil).

WILLIAMS, H.; TURNER, F.; GILBERT, C. H. **Petrografia**: Uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas. São Paulo: Polígono, 1970. 424p.

WINKLER, H. G. F. **Petrogênese das rochas metamórficas**. 4. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1977. 254p.

YARDLEY, B. W. D. MACKENZIE, W. S, GUILFORD, C. **Atlas of metamorphic rocks and their textures**. New York: Longman, 1990. 120 p.

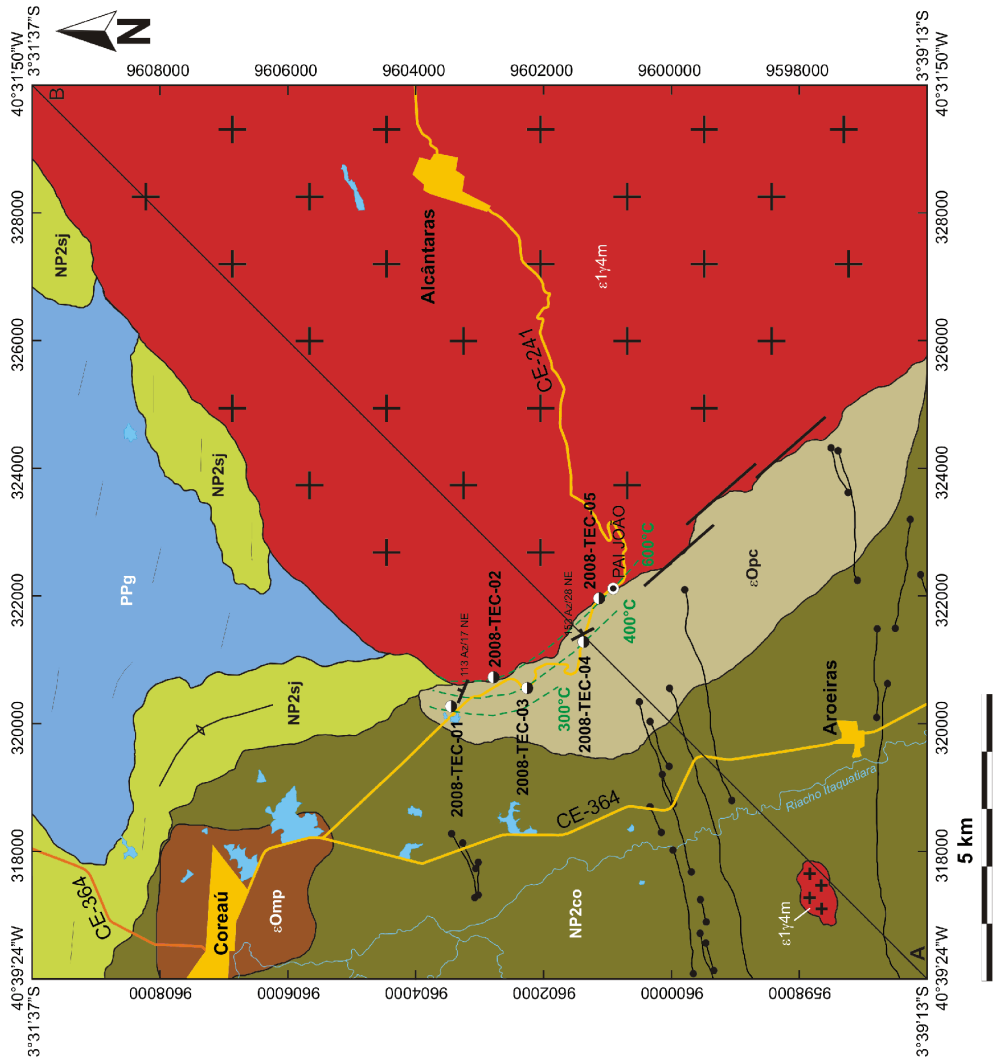
YARDLEY, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica**. 2 ed. rev. Brasília, DF: UnB, 2004. 432 p.

**ANEXO A**

**MAPA GEOLÓGICO E DE**

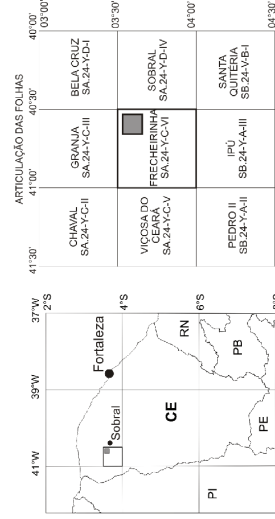
**AMOSTRAGEM**

# MAPA GEOLÓGICO E DE AMOSTRAGEM



QUADRO LITOSTRATIGRÁFICO

Cor	Simbol	Grupo	Formação	Descrição
Verde	NP2sj	Grupo Jabaras	Formação Pacujá	Graníolos diversos de cor cinza a vermelha com folialia e hornblenda
Amarelo	NP2co	Grupo Urajara	Formação Coreauí	Arenitos arcoseanos, pelitos e conglomerados, com intercalações de rochas vulcânicas.
Verde escuro	NP2co	Grupo Urajara	Formação São Joaquim	Orthoconglomerados polimíticos brechoides formado por cascos das unidades subjacentes.
Verde claro	NP2sj	Grupo Matropole	Formação Coreauí	Arenitos arcoseanos finos e grauvarcas conglomeráticas.
Verde claro	NP2sj	Grupo Matropole	Formação São Joaquim	Quartzitos puros e micáceos, xistos, calcissilicatos, BIF'S e metairtoitos miloníticos.
Verde claro	NP2sj	Grupo Matropole	Complexo Granja	Gnaisses, granulitos, anfibolitos e migmatitos de ort- e paradiavãção



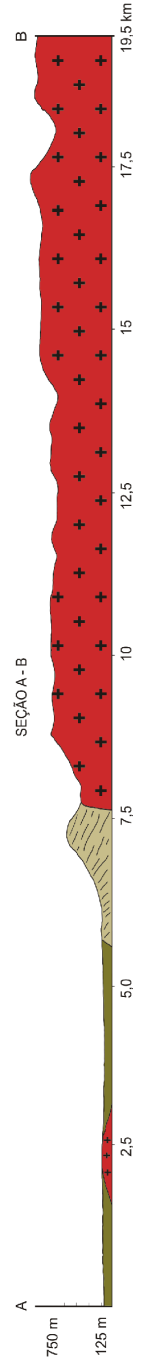
**CONVENÇÕES**

**Geográficas**

- Cidade
- Vila
- Vias de acesso
- Acude
- Drenagem

**Geológicas**

- Relevo estrutural, arrasado e laminado
- Diques
- Anitorma
- Isotermas de metamorfismo de contato
- Direção da foliação
- Falhas



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
 AUTOR: ELIAS ANTONIO C. CORDEIRO  
 ORIENTADOR: DR. CARLOS ALBERTO DE MOURA  
 NASCIMENTO  
 FEVEREIRO 2011

**ANEXO B**

**BANCO DE DADOS DE**  
**AMOSTRAGEM**

<b>Ponto</b>	<b>Coordenadas UTM</b>	<b>Alt. (m)</b>	<b>Amostras coletadas</b>	<b>Lâminas delgadas</b>	<b>Litologia</b>
2008-TEC-01	0320203 / 9603364	102	2008-TEC-01 9 (nove) amostras do mesmo afloramento	2008-TEC-01 2008-TEC-01-I 2008-TEC-01-II 2008-TEC-01-III	Metarenito arcoseano
2008-TEC-02	0320725 / 9602780	114	2008-TEC-02	2008-TEC-02	Sienogranito
2008-TEC-03	0320556 / 9602252	171	2008-TEC-03	2008-TEC-03 2008-TEC-03-I	Metarenito
2008-TEC-04	0321281 / 9601370	292	2008-TEC-04	2008-TEC-04 2008-TEC-04-I 2008-TEC-04-II 2008-TEC-04-III	Metarenito
2008-TEC-05	0321964 / 9601126	393	2008-TEC-05A 2008-TEC-05B	2008-TEC-05A 2008-TEC-05B 2008-TEC-05B-I 2008-TEC-05B-II	Contato <i>Hornfels</i> - sienogranito

**ANEXO C**  
**DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS**

**Ponto 2008-TEC-01**

0320203 102 m

9603354 11:31 h

**Amostra coletada: 2008-TEC-01 (9 amostras).**

Localizado na margem esquerda da estrada CE-241 a aproximadamente 3 km após a BR-364 no sentido Coreaú – Alcântaras em direção a serra da Meruoca. Afloramento tipo lajedo exibindo bancos entre 0,5 a 2 m de altura e dimensões de aproximadamente 15 x 10 m, sendo que a camada de solo que o cobria havia sido retirada, possivelmente para exploração como pedreira.

Rocha de cor cinza escura com tonalidade esverdeada. Estruturalmente, alterna porções mais finas com porções mais grossas, possuindo um aspecto conglomerático, sendo extremamente dura. A nível de afloramento é possível visualizar uma incipiente orientação dos clastos do arcabouço podendo corresponder ao acamamento sedimentar, sem gradação, assim como a presença de laminação plano-paralela. Estas duas estruturas estão inclinadas (basculadas), com atitude 113 Az/17° NE.

A granulometria predominante pode corresponder a frações silte a areia muito fina a (0,008-0,125 mm), visto que não é possível observar os grãos, mesmo em lupa de aumento (30x). É entrecortada por várias fraturas de direções aleatórias, semi-ortogonais e subverticais, algumas com concentrações de feixes de 3 ou mais fraturas paralelas. Pequenas fraturas, de até 3 cm, geralmente ocorrem perpendicularmente às maiores. Algumas fraturas estão preenchidas por carbonato e quartzo, enquanto que outras, com espessura de 0,5 a 3 mm, estão preenchidas por um conjunto de minerais de cor verde escura a oliva, sendo possível visualizar em alguns planos um hábito estriado e fibroso, distribuído em forma de leques ou escamas, sendo provavelmente cristais de actinolita, epidoto e/ou clorita. Onde ocorre esse preenchimento pode-se notar um recozimento (recristalização) da matriz, com geração de bandas de até 5 mm, de cor marrom escura, sugerindo que o material de preenchimento estava a temperaturas mais altas. Este material está também bordejando e englobando a maioria dos clastos, sendo sua maior ocorrência em porções onde os clastos estão mais agrupados ou quando há concentrações de fraturas, além de estar disseminado na matriz sem presença de

recristalização. Concentrações de carbonatos ocorrem em alguns planos na superfície da rocha.

A fração mais grossa ( $\pm 10\%$ ) é formada predominantemente por clastos de tamanho areia média a grânulos (0,25-4 mm), que variam de angulosos a subarredondados com baixa esfericidade, moderadamente selecionados, sendo que subordinadamente ocorrem clastos com tamanho de seixos finos a grossos (4-20 mm) que variam de muito angulares a subarredondados com baixa esfericidade. Os clastos maiores ocorrem de forma esparsa e os clastos menores exibem incipiente orientação e raramente apresentam contato entre si, estando imersos na matriz (*matrix supported*, paraconglomerado). Os clastos mais aparentes são compostos por álcali-feldspato, quartzo, carbonato e plagioclásio.

O quartzo (70%) geralmente é do tipo leitoso, subanguloso a subarredondado, baixa esfericidade, não exhibe recristalizações ou alterações evidentes. Predominam grãos de 4 mm, mas há grãos de até 20 mm. Alguns seixos estão fraturados.

Dentre os feldspatos (25%), predomina o álcali-feldspato de cor rosa, subarredondado. O plagioclásio ocorre subordinadamente. Praticamente todos os grãos estão bordejados pelo mineral verde oliva. Variam de 3 a 15 mm de tamanho.

Os minerais de cor verde escura a oliva, ocorrem como cristais autigênicos de hábito granular, fibroso ou estriado em forma de leques ou escamas, podendo ser alteração dos feldspatos e carbonatos. Preenchem fraturas e trincas na rocha e nos clastos e ocorrem disseminados na matriz.

Carbonatos (2%) são pontuais e esparsos, estando geralmente subarredondados, com tamanho variando de 2-5 mm.

Classificação de acordo com a relação matriz – arcabouço: arenito conglomerático.

Obs.: arenito impuro, conglomerático e de composição arcoseana.

**Ponto 2008-TEC-02**

0320725 114 m

9602780 12:06 h

**Amostra coletada: 2008-TEC-02.**

Localizado a aproximadamente 700 m após o ponto anterior, no mesmo sentido, ainda na margem esquerda. Afloramento tipo pedreira, com área de aproximadamente de 50 x 20 m, onde há extração de granito. Em um ponto da pedreira é possível visualizar uma área escavada que mostra o solo e a rocha em avançado estado de alteração (regolito).

Rocha holocristalina de cor branca com tonalidade amarelada e rosada, leucocrática (M=10), fanerítica média (1-5 mm), equigranular. Estruturalmente é maciça e isotrópica, sendo possível visualizar uma sutil orientação em um dos cortes. Apresenta-se homogênea, não mostrando indícios de fraturamento e deformação. É constituída por feldspatos, quartzo e micas.

Dentre os feldspatos predominam os álcalis (40%) em relação ao plagioclásio (15%), em cristais hipidiomórficos de cor creme a branca, rosada e amarelada.

O quartzo (35%) é do tipo leitoso e fumê com cristais xenomórficos sem orientação, apresentando-se imerso na massa feldspática.

Lamelas de biotita (0,5-6 mm) ocorrem orientadas entre a interface quartzo – feldspatos.

Na classificação QAP de Streckeisen (1976) esta rocha foi classificada como sienogranito.

**Ponto 2008-TEC-03**

0320556 171 m

9602252 12:26 h

**Amostra coletada: 2008-TEC-03.**

Localizado a aproximadamente 650 m após o ponto anterior, no mesmo sentido, ainda na margem esquerda. Afloramento em forma de lajedos com topos abaulados de 2 a 3 m, 50-80 cm de altura, à beira da estrada.

Rocha de cor cinza escura, maciça e extremamente dura, de granulometria muito fina (97%) com clastos (3%) subarredondados a subangulosos com tamanho variando de 0,5 a 7 mm, compostos de K-feldspatos rosados e quartzo, exibindo certa orientação em alguns cortes da rocha. Exibe algumas manchas irregulares de cor cinza clara a marrom, podendo corresponder a clastos recristalizados, assim como diversas fraturas e trincas de direções aleatórias sem preenchimento. Representa um arenito arcoseano parcialmente transformado em *hornfels*.

**Ponto 2008-TEC-04**

0321281 292 m

9601370 12:44 h

**Amostra coletada: 2008-TEC-04.**

Localizado a aproximadamente 1700 m após o ponto anterior em um patamar, no mesmo sentido e na margem esquerda da estrada. Afloramento tipo lajedo com topo abaulado, de aproximadamente 10 x 5 m e 2 m de altura.

A nível de afloramento é possível visualizar de forma incipiente clastos orientados, assim como a presença de laminação plano-paralela basculada (153 Az/ 28° NE), ressaltada na superfície intemperizada, mas que não se observa na rocha fresca, assim como a ocorrência de famílias de juntas semi-ortogonais e subverticais, desenhando formas losangulares, sem preenchimento. A rocha possui cor cinza escura a negra com estrutura maciça, extremamente dura, mostrando fratura conchoidal e aspecto mosqueado. Apresenta diversas “manchas” arredondadas de 1 a 10 mm de cor cinza clara, que pode corresponder a clastos recristalizados, além de fraturas de até 3 mm de espessura da mesma cor, preenchidas por material recristalizado, não sendo possível sua identificação. Há o desaparecimento total das estruturas pretéritas, devido um grau maior de recristalização. Representa um arenito arcoseano parcialmente transformado em *hornfels*.

**Ponto 2008-TEC-05**

0321964 393 m

9601126 13:12 h

**Amostras coletadas: 2008-TEC-05A****2008-TEC-05B.**

Localizado a aproximadamente 720 m após o ponto anterior, atrás da primeira casa do lugarejo Pai João, na margem esquerda da CE-241.

Os afloramentos ocorrem em lajedos e encostas de morros de dimensões métricas a hectométricas e variam de 0,5-2 m de altura. É observado o nítido contato brusco e intrusivo entre a seqüência sedimentar e o granito representado pela serra da Meruoca. Foram descritas três litologias e coletadas duas amostras. A primeira é uma rocha de cor cinza clara, granulação fina, maciça, textura nodular ou mosqueada e fratura conchoidal. Apresenta manchas de cor cinza escuro a negra com formas totalmente irregulares, disseminadas na rocha, com recristalizações em suas bordas. Nota-se também quartzos recristalizados (policristalinos) de até 10 mm, além de minerais disseminados de cor verde e tonalidade amarelada. Há presença de fraturas de espessuras milimétricas preenchidas por material escuro.

A segunda é uma rocha de cor cinza clara com tons esverdeados e rosados, granulação fina e aspecto maciço e nodular, apresentando fratura conchoidal. Os nódulos são de cor cinza escuro, verde escuro e preta, com formas irregulares e bordas recristalizadas de até 2 mm de coloração rosada, que podem representar clastos recristalizados. Em locais onde há concentrações de nódulos, a matriz entre eles apresenta-se verde escura. Está entrecortada por pequenas fraturas irregulares de até 0,25 mm de espessura. Estas litologias são *hornfels* derivado de arenito arcoseano.

O terceiro é uma rocha holocristalina de cor cinza amarelada, leucocrática (M~5), fanerítica média, equigranular. Estruturalmente é maciça e isotrópica, composta essencialmente por quartzo (40%), álcali-feldspato (45%) e plagioclásio (10%), assim como opacos e biotita (5%). Foi classificada como sienogranito.

**ANEXO D**  
**FICHA PETROGRÁFICA**

### 1) 2008-TEC-01 (lâminas 01, 01-I, 01-II, 01-III)

Rocha com granulometria areia muito fina a muito grossa (55%), silte médio a grosso (20%), com grânulos (7%) e seixos (3%) dispersos aleatoriamente. A textura é clástica, com ocorrências bem restritas de porções recristalizadas, sobretudo na fração fina, definindo a textura granoblástica. É entrecortada por diversas fraturas (0,04 a 0,5 mm), preenchidas por cristais tanto associados como isolados de anfibólio, epidoto, clorita, carbonato e opacos, sendo que suas bordas exibem quartzo recristalizado.

Os grãos silte médio a areia fina (0,02-0,25 mm) são subangulosos a subarredondados com baixa esfericidade, moderadamente selecionados, submaturados, contatos predominantemente côncavo-convexos e suturados (geralmente na ausência de cimento e quando há a ocorrência de dissolução por pressão), subordinadamente serrilhados e retilíneos, poucos contatos pontuais. Os clastos compostos por quartzo e feldspatos exibem orientação preferencial, definida pela paralelização dos eixos maiores, denotando acamamento sedimentar. Na fração mais grossa (areia grossa, grânulos e seixos grossos até 25 mm), os grãos são angulosos a arredondados, baixa esfericidade, contatos serrilhados e suturados, compostos de clastos de minerais e fragmentos líticos. Fragmentos pelíticos esmagados estão englobados entre os constituintes detríticos (pseudomatriz), além da ocorrência de grãos fragmentados e cominuídos em áreas restritas ou de fraturas.

O **cimento** (2,8 %) em sua maioria é de epidoto (tipo franja), seguido de clorita e carbonato (franja e preenchimento completo), além de cimento ferroso e material fino opaco (película). O cimento de quartzo é do tipo sobrecrescimento, subordinadamente feldspático. Predomina o cimento em forma de franjas (*pore linings*), e em porções restritas há preenchimento completo (*pore filling*), sendo que nesse caso os grãos apresentam-se corroídos com bordas serrilhadas. Em outras áreas, os poros são ocupados por material argiloso.

A rocha é composta em seus constituintes detríticos por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos, opacos, carbonato, muscovita e acessórios. Os minerais

autigênicos, incluindo neocristais e cimento, são representados por epidoto, anfibólio, clorita, carbonato, opacos, feldspatos, muscovita e quartzo.

**Partículas detríticas:**

**Quartzo (45%):** na fração fina predominam grãos monocristalinos, subarredondados a subangulosos com contatos côncavo-convexos, serrilhados, retilíneos e raramente pontuais, mostrando em sua maioria exibindo extinção uniforme. Grãos policristalinos se restringem a fração grânulos a seixos, são subarredondados com alta esfericidade, contatos retos e suturados. Apresentam-se fraturados e deformados, com extinção ondulante pronunciada, além de exemplares recristalizados, especialmente em aglomerações de 10 ou mais grãos (textura granoblástica). Inclusões de clorita, muscovita, epidoto e quartzo autigênico como sobrecrecimento.

**Feldspatos (30%):** os feldspatos na fração fina são grãos subangulosos a subarredondados com alta esfericidade, contatos retilíneos, côncavo-convexos e serrilhados, geralmente fraturados e estilhaçados. Algumas maclas, quando visíveis ou vestigiais são do tipo albita, xadrez e *Carlsbad*, mostrando algum encurvamento, assim como a presença de micropertitas e mirmequitas. Os grãos encontram-se intensamente alterados para mica incolor fina (sericita), argilomineral, carbonato e epidoto, que quando presentes, obliteram as maclas. Presença de recristalizações quando associado com o quartzo. Na fração grossa os grãos são subarredondados com baixa esfericidade, com contatos pontuais, retilíneos e côncavo-convexos. O maclamento é do tipo albita e xadrez irregular, assim como textura mimerquítica. Há intensa alteração (saussuritização e seritização), mas na maioria os grãos estão límpidos. Os álcalis predominam em relação ao plagioclásio, podendo-se distinguir albita, ortoclásio e microlina. É impossível determinar a composição do plagioclásio pelos métodos óticos devido a destruição parcial ou total das maclas.

**Fragmentos líticos (8%):** representado por clastos subarredondados de seixos a areia grossa, formados por arenitos, siltitos, argilitos, quartzitos, basaltos e calcários, com preservação da estrutura sedimentar (laminação e acamamento) e metamórfica (foliação), diferentemente orientados da estruturação da rocha, sendo que alguns possuem bordas fragmentadas.

**Opacos (1%):** predominam grãos (0,004-0,05 mm) subarredondados com alta esfericidade e bordas serrilhadas, dispersos na fração fina, entre os grãos de quartzo e feldspatos.

**Carbonato (0,5%):** grãos subangulosos de baixa esfericidade, contatos côncavo-convexos e serrilhados que ocorrem aleatoriamente somente na fração fina. Alguns clastos apresentam-se esmagados e com bordas totalmente irregulares, provavelmente devido à compactação.

**Muscovita (0,2%):** palhetas muito finas (0,125-0,2 mm), intergranulares, geralmente envolvendo os grãos na fração fina. Muitos grãos encontram-se encurvados, ondulados e fraturados, ocorrem tanto aleatoriamente como orientados paralelamente ao acamamento. Alguns exemplares estão inclusos no quartzo ou presentes em fragmentos líticos de quartzitos, definindo sua foliação.

**Grãos Acessórios (0,3%):** zircão, turmalina, apatita e epídoto ocorrem como diminutos grãos de até 0,08 mm, subarredondados com baixa esfericidade, geralmente fraturados, dispersos isoladamente, preservando muitas vezes hábito prismático e acicular.

#### **Minerais autigênicos/ metamórficos:**

**Epídoto (7%):** ocorre na forma de cimento, minerais de alteração e agregados de cristais maiores. Como cimento (0,0027 a 0,05 mm) é anédrico em forma de franjas, preenchendo poros, sobretudo na fração fina e está disseminado na rocha, associado a clorita e opacos. Como mineral de alteração (0,5 a 2,5 mm), está associado principalmente ao plagioclásio (saussuritização), é anédrico e subédrico, ocorrendo tanto nas bordas como substituindo parcialmente o mineral pretérito. O epídoto autigênico (0,25 a 6 mm) é geralmente idioblástico e subidioblástico, com hábito prismático, geralmente em agregados de 10 ou mais cristais, e sua cristalização ocorre sempre onde há feldspatos. Alguns cristais possuem maclamento, estão zonados e possuem fraco pleocroísmo, sendo freqüente em cristais menores, inclusões de quartzo, opacos e plagioclásio. Geralmente ocorre preenchendo pequenas fraturas, sendo que variavelmente se dissemina como

cimento. Em fraturas maiores associa-se comumente com anfibólio, clorita, carbonato e opacos.

**Anfibólio (3%):** cristais subédricos, mostrando hábito tabular a acicular de até 1 mm, em associação de minerais formando feixes fibro-radiais ou em forma de leques. Apresenta-se como cristalizações disseminadas entre os grãos (cimento?), juntamente com epidoto e clorita. Ocorre principalmente preenchendo quase que completamente fraturas maiores (0,5 mm), nesse caso está acompanhado de epidoto, carbonato, opacos e clorita. Opticamente exibe fraco pleocroísmo (Y=verde pálido, X=verde amarelado, Z=amarelo pálido), cor de interferência violeta de 2ª ordem baixa, ângulo de extinção=14° e ângulo 2V=80°. Foi classificado como actinolita.

**Clorita (1%):** finas lamelas subédricas (0,025 a 0,25 mm), exibindo fraco pleocroísmo (verde claro a verde pálido), com cor de interferência verde oliva escura a violeta. Apresenta-se principalmente incluso em seixos e grânulos de quartzo, feldspatos e cristais de epidoto, nesse caso como associações de palhetas onduladas aleatórias ou em pseudomorfos de argilominerais (provavelmente caulinita) mostrando hábito em forma de livros (*booklets*) ou sanfonas. Pontualmente ocorre como cimento em forma de franjas, envolvendo os clastos, em conjunto com o epidoto e finos opacos ou substituindo parcialmente o plagioclásio na fração fina. Está freqüentemente inclusa por opacos e apatita e alterando para muscovita.

**Carbonato (0,8%):** apresenta-se como cristais anédricos distribuídos pontualmente na fração fina. Ocorre como alteração dos feldspatos, principalmente do plagioclásio, com substituição total e parcial, além de preencher fraturas nos grãos ou como inclusões. O cimento carbonático é do tipo preenchimento completo, está comumente associado com o cimento de epidoto e ocorre geralmente onde os grãos estão corroídos. O carbonato está presente em trincas e fraturas maiores, associado ao anfibólio, epidoto e opacos.

**Opacos (0,4%):** associação de cristais anédricos a subédricos de até 0,25 mm, alguns mostrando hábito tabular e acicular, localizados na porção central das fraturas, em associação com anfibólio e epidoto, assim como cristais anédricos a

euédricos muito finos (0,025-0,125 mm) inclusos preferencialmente nas clivagens da clorita e actinolita. Ocorrem também como cimento muito fino em pontos aleatórios, preenchendo fraturas e trincas ou como películas.

**Feldspatos:** poucos cristais globulares (0,07 mm) inclusos no quartzo e no carbonato.

**Outros minerais secundários:** apatita e muscovita com hábito subédrico estão comumente associadas à clorita, enquanto que sericita e argilominerais estão associados aos feldspatos.

**Classificação (Pettijohn 1975):** arcósio lítico; metarcósio.

**Classificação de misturas granulométricas (Nichols 2009):** Arenito síltico conglomerático.

**Paragênese metamórfica:**  $epd + act + cl \pm carb \pm op$  ( fácies xisto verde)

## 2) 2008-TEC-02

Rocha de granulação média (1-5 mm) e textura granular hipidiomórfica, composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio (essenciais), além de biotita (varietal), opacos, fluorita, allanita e zircão (acessórios), clorita, sericita e argilominerais (secundários).

**Quartzo (39%):** pequenos cristais anédricos (0,1-1,0 mm) com contatos lobulados e suturados, ocasionalmente fraturados, mostrando forte extinção ondulante. Parece ocupar os espaços entre os plagioclásios. Ocorre também como pequenos cristais globulares (0,125 mm) incluso nos feldspatos.

**K-feldspato (37%):** cristais anédricos e subédricos (0,4-2,5 mm), apresentando intercrescimento micropertítico, inclusões de biotita e zircão, maclamento xadrez (albita-periclina). Estão parcialmente alterados para argilominerais e sericita, alguns com maclas obliteradas. Foi classificado como microclina.

**Plagioclásio (14%):** cristais subédricos (0,6-2,0 mm), mostrando lamelas com maclamento tipo albita e *Carlsbad*. Praticamente todos os cristais estão alterados de forma moderada para sericita, especialmente na parte central, sendo que alguns exemplares mostram zoneamento. Não é possível determinar sua composição.

**Biotita (8%):** associação de lamelas subédricas, sem orientação, localizada preferencialmente entre os feldspatos ou como inclusões. Seu pleocroísmo varia de verde azulado a verde pálido. Está freqüentemente inclusa por opacos, zircão e allanita, geralmente mostrando halos pleocróicos, além de alteração para clorita, principalmente em suas bordas.

**Acessórios (2%):** opacos, fluorita, allanita e zircão, com hábitos predominantemente anédricos estão sempre associados como inclusões ou bordejando a biotita, além de ocupar espaços na porção quartzo-feldspática.

**Classificação (Streckeisen 1976):** (Q=42; A=40; P=18) sienogranito; biotita sienogranito.

### 3) 2008-TEC-03 (lâminas 03, 03-I)

Rocha de granulometria areia fina a grossa (52%) a silte médio a grosso (40%), grânulos a seixos de até 7 mm, (6%), além de porções argilosas (2%), apresentando textura clástica. Os grãos são subarredondados a subangulosos, alta esfericidade predominantemente, sobretudo na fração areia fina a silte. São bem selecionados, com contatos suturados, côncavo-convexos e poucos contatos pontuais, além de bordas serrilhadas. Contatos retilíneos se restringem a recristalizações (textura granoblástica), em porções restritas. O acamamento é definido pela orientação dos eixos maiores dos grãos, ainda que bem incipiente, além da presença de contatos côncavo-convexos e suturados orientados de forma paralela a estes eixos.

O **cimento** (7%) ocorre predominantemente em forma de franjas, geralmente em microcristais anédricos (0,012-0,12 mm) de biotita e epidoto, além de preenchimento completo (biotita, argilominerais, carbonato e opacos) em pontos restritos. Em outras áreas onde há predominância de preenchimento completo, raramente os grãos estão em contato e geralmente os poros estão ocupados por material opaco, argilominerais e material pelítico. O quartzo ocorre como sobrecrescimento.

A rocha é composta em seus constituintes detríticos por feldspatos, quartzo, fragmentos líticos, carbonato, opacos e grãos acessórios. Os minerais autigênicos, incluindo neocristais, cimento e alteração são representados por biotita, epidoto, carbonato, argilominerais, opacos, clorita, muscovita e quartzo.

#### **Partículas detríticas:**

**Feldspatos (45%):** o k-feldspato predomina em relação ao plagioclásio, sendo que a grande maioria não apresenta maclas, estando intensamente argilizados e sericitizados. O maclamento visível é do tipo albita. Mostram bordas predominantemente serrilhadas, subordinadamente côncavo-convexas e contatos pontuais. Em alguns pontos estão recristalizados.

**Quartzo (35%):** predominam grãos monocristalinos em relação aos policristalinos. Apresentam forte extinção ondulante, sobretudo nos grãos monocristalinos que geralmente estão fraturados, mas predomina a extinção uniforme. Apresentam

bordas suturadas, além de contatos côncavo-convexos e retilíneos, alguns pontuais. Agregados recristalizados perfazem um conjunto de até 5 ou mais indivíduos.

**Fragmentos líticos (5%):** representado por clastos subarredondados a subangulosos, geralmente na fração mais grossa, formado por arenitos, pelitos, quartzitos e calcários, que apresentam geralmente bordas fragmentadas, sendo que o pelito (argila) encontra-se englobado pelos grãos (pseudomatriz).

**Opacos (1%):** microfragmentos (0,1 mm) subarredondados a subangulosos de alta esfericidade, geralmente com contatos serrilhados e retilíneos, distribuídos de forma aleatória, parecendo se situar preferencialmente no contato dos demais grãos, especialmente quartzos e feldspatos.

**Carbonatos (1%):** grãos subangulosos com alta esfericidade e contatos serrilhados, distribuídos na fração fina.

**Grãos Acessórios (0,5%):** zircão, apatita, turmalina e titanita, geralmente subarredondados com baixa esfericidade, em grãos de até 0,05 mm.

**Minerais autigênicos/ metamórficos:**

**Biotita (6,5%):** pequenas lamelas (0,01-0,12 mm) subédricas a anédricas cristalizadas sobretudo na fração cimento, juntamente com argilominerais, carbonatos e porções pelíticas, bordejando os demais grãos geralmente como preenchimento completo, formando disseminações e, às vezes, tendo certa continuidade semelhante a veios quando associadas, além de preencher algumas fraturas e trincas. Como franja está variavelmente acompanhado de epidoto e opacos. Palhetas individuais estão orientadas aleatoriamente no interstício dos grãos. Pleocroísmo variando de castanho escuro a castanho pálido.

**Argilominerais (2%):** corresponde ao cimento do tipo preenchimento completo, muito fino. É comum estarem associados à cristalização da biotita e cimento carbonático.

**Carbonato (1,5%):** é representado principalmente como cimento (preenchimento completo) em áreas com frequência maior de feldspatos onde estes grãos estão corroídos, ou como alteração destes, com substituição pseudomórfica total ou parcial. Preenche também pequenas fraturas onduladas.

**Opacos (1%):** microcristais (0,01-0,07 mm) anédricos e subédricos, alguns mostrando hábito tabular, ocorrendo como inclusões na biotita, epidoto e clorita, além de estarem presentes em veios com quartzo. Apresenta-se também como cimento do tipo preenchimento completo ou como películas bordejando alguns grãos.

**Epídoto (0,8%):** cristais granulares (0,06 mm) distribuídos aleatoriamente em áreas isoladas como alteração dos feldspatos ou como cimento em forma de franjas, junto com biotita e opacos.

**Quartzo (0,8%):** apresenta-se principalmente como sobrecrescimento, geralmente concentrado em áreas recristalizadas e grãos policristalinos. Cristais de quartzo subédrico e bordas suturadas preenchem pequenas trincas, estando neste caso variavelmente incluso por opacos.

**Muscovita (0,2%):** ocorre apenas em um ponto, preenchendo pequena fratura, em concentrados de microlamelas (0,03 mm) dispostas paralelamente à trinca.

**Clorita (0,2%):** poucas lamelas associadas à biotita e opacos, exibindo fraco pleocroísmo (verde pálido a verde claro), sendo que sua cor de interferência exhibe bordas com cor violeta.

**Classificação (Pettijohn 1975):** arcósio; metarcósio.

**Classificação de misturas granulométricas (Nichols 2009):** Arenito siltoso conglomerático.

**Paragênese metamórfica:** bt ± epd ± op ± chl (albita-epidoto *hornfels*)

#### 4) 2008-TEC-04 (lâminas 04, 04-I, 04-II, 04-III)

Rocha de granulometria silte médio a grosso (80%) a areia muito fina a fina (20%), apresentando textura sedimentar clástica, no entanto, a presença de exemplares recristalizados é marcante e ocupa cerca de 60% da amostra, sendo representados por um agrupamento de 50 ou mais grãos em forma de mosaicos poligonais, podendo corresponder a clastos individuais de tamanho areia ou clastos individuais de grânulos a seixos. Os grãos são angulosos a subangulosos com baixa esfericidade, bem selecionados, mostrando contatos suturados, côncavo-convexos e retilíneos, poucos contatos pontuais. É possível visualizar certa orientação, definida pela orientação dos eixos maiores dos grãos, exceto em pontos onde há recristalizações.

O **cimento** (4%) ocorre principalmente em forma de franjas, representado por cristais irregulares (0,02-0,10 mm) de biotita e epidoto, além de algumas porções com cimento muito fino (argilomineral) e argilas preenchendo poros. Em áreas restritas há a presença de quartzo como sobrecrecimento.

A rocha é composta em seus constituintes detríticos por feldspatos, quartzo, fragmentos líticos e acessórios. Os minerais autigênicos são representados por biotita, epidoto, actinolita, carbonato, opacos, titanita, clorita, muscovita e quartzo.

##### **Partículas detríticas:**

**Feldspatos (50%):** grãos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade, contatos côncavo-convexos e suturados, intensamente alterados, com desaparecimento total das maclas e de exemplares com intercrecimento, além de porções recristalizadas. Alteração para epidoto, carbonato, sericita e argilominerais, além de clorita e quartzo como inclusões em alguns grãos.

**Quartzo (30%):** apresenta-se como grãos monocristalinos subangulosos com baixa esfericidade e contatos semelhantes ao dos feldspatos. Possui forte extinção ondulante, e a superfície dos grãos não estão límpidas, podendo ser indício de corrosão, sendo geralmente incluso por opacos. Porções policristalinas se concentram em grãos maiores (fração areia) com contatos retilíneos e côncavo-

convexos, alguns mostrando embaçamento, que correspondem a porções recristalizadas mostrando textura poligonal.

**Fragmentos líticos (5%):** compõe-se de siltitos, quartzitos, argilitos, basaltos e veios pegmatíticos, concentrados na fração areia e de grânulos recristalizados, subarredondados com alta esfericidade, mostrando textura diferente à da rocha. Os fragmentos de siltitos apresentam recristalizações nas bordas, enquanto que os quartzitos possuem foliação granolepidoblástica, argilitos possuem cor marrom e presença de laminação, veios pegmatíticos correspondem a clastos com quartzo e feldspatos com borda suturada e granulação fina (<1 mm), e basaltos mostram concentrações de finíssimas palhetas de plagioclásio mostrando textura seriada

**Grãos Acessórios (0,5%):** opacos subarredondados com alta esfericidade, distribuídos aleatoriamente entre a fração fina e a fração cimento, além de turmalina subarredondada com baixa esfericidade, mostrando típico pleocroísmo verde azulado – verde pálido.

#### **Minerais autigênicos/ metamórficos:**

**Biotita (10%):** pequenos blastos subédricos a anédricos (0,003-0,06 mm), que ocorrem de forma disseminada e sem orientação. Sua cristalização se concentra geralmente em porções onde o cimento é muito fino ou onde há porções pelíticas. Há tendência a formar cristais maiores, sendo que há concentrados de biotita disseminada em forma de veios isolados. Cristais irregulares ocorrem como cimento em forma de franjas. Algumas lamelas estão alterando em suas bordas para clorita e muscovita e seu pleocroísmo é castanho pálido a castanho avermelhado.

**Actinolita (1,5%):** apresenta-se como xenoblastos a subidioblastos (até 0,08 mm), geralmente mostrando hábito tabular, mas em sua maioria, como associações de pequenos cristais anédricos e irregulares (0,01 mm) disseminados ou em pontos isolados, em associação com o epidoto, biotita e opacos. Preenche algumas fraturas juntamente com cristais de quartzo, opacos, carbonato e titanita. Possui fraco pleocroísmo (verde pálido a verde amarelado), cor de interferência violeta de 2ª ordem baixa e ângulo de extinção=16°.

**Epídoto (1%):** cristais anédricos (0,01-0,1 mm) com bordas irregulares, comumente associados aos feldspatos alterados localizados em porções restritas. Ocorre como cimento em forma de franjas em áreas pontuais.

**Carbonato (0,8%):** cristais anédricos irregulares (0,05 mm) que ocorrem substituindo alguns feldspatos, além de cristais subédricos (0,1 mm) associados à actinolita e opacos presentes em algumas fraturas.

**Opacos (0,8%):** pequenos cristais anédricos a euédricos (0,006-0,05 mm) aleatórios, sobretudo preenchendo algumas fraturas, em associação com outros minerais, especialmente actinolita e biotita. Alguns exemplares estão sendo substituídos por titanita.

**Titanita (0,4%):** cristais anédricos (0,01 mm) isolados, associados a opacos e biotita.

**Classificação (Pettijohn 1975):** arcósio; metarcósio.

**Classificação de misturas granulométricas (Nichols 2009):** siltito arenoso.

**Paragênese metamórfica:** bt + act ± epd ± carb ± op ± tit (albita-epidoto *hornfels*)

## 5) 2008-TEC-05A (lâmina 05A)

Rocha com granulometria silte grosso a areia fina (0,04-0,18 mm), além de clastos maiores de areia grossa a grânulos (0,4-1,5 mm) subordinados. Em porções restritas há feições reliquias onde os clastos são subarredondados com alta esfericidade, contatos retilíneos e côncavo-convexos, enquanto que porções recristalizadas apresentam textura granoblástica poligonal com granulação fina a média e áreas com bordas irregulares. É comum concentrações de três ou mais clastos unidos com bordas suturadas e feições de dissolução por pressão. Porfiroblastos (0,01-1,5 mm) variam de anédricos a euédricos, mostrando bordas irregulares, suturadas e com embaiamento, assim como indivíduos com várias inclusões, mostrando textura poiquiloblástica.

O **cimento** (1%) ocorre em forma de sobrecrescimento no quartzo, além de cristais irregulares (0,01-0,10 mm) de biotita e epidoto em forma de franjas, geralmente ocorrendo na borda dos demais clastos.

A rocha é composta em seus constituintes detríticos por quartzo, feldspatos, fragmentos líticos, biotita, opacos e acessórios. Os minerais autigênicos e metamórficos são representados por quartzo, feldspatos, opacos, piroxênio, anfibólio, titanita, epidoto e clorita.

### **Partículas detríticas:**

**Quartzo (20%):** grãos (0,06-0,5 mm) subangulosos com baixa esfericidade. Os grãos monocristalinos ocorrem de forma predominante, especialmente em porções mais finas, mostrando contatos serrilhados e côncavo-convexos, a extinção é uniforme mas há porções com extinção ondulante. Alguns clastos maiores possuem forte extinção ondulante, são policristalinos com contatos retilíneos e côncavo-convexos.

**Feldspatos (10%):** clastos subarredondados a subangulosos, predominando indivíduos com baixa esfericidade, além de contatos serrilhados e côncavo-convexos. Os álcalis predominam em relação aos plagioclásios com maclas do tipo xadrez difuso e intercrescimento perítico. Clastos menores não apresentam maclas e estão pouco alterados, enquanto que alguns clastos maiores estão maclados e

muito alterados, com substituição para sericita e carbonato. O plagioclásio está bastante alterado, com presença de sericita e epidoto, além de apresentar maclas polissintéticas e zoneamentos.

**Fragmentos líticos (4%):** clastos (0,1-0,5 mm) subarredondados com baixa esfericidade, alguns com bordas fragmentadas de arenitos, pelitos, gnaisses e calcários, mostrando texturas particulares, sendo que a maioria destes clastos encontram-se recristalizados, como no caso de arenitos que apresentam textura detrítica no centro e em na porção periférica observa-se textura granoblástica.

**Biotita (2%):** restrita a fração mais fina e recristalizada, apresenta-se como pequenas lamelas subédricas (0,08-0,01 mm) orientadas, além de ocorrem como inclusões em quartzo e feldspatos. Em alguns pontos aparece esmagada entre os clastos. Seu pleocroísmo varia entre castanho escuro a castanho pálido, além de alguns cristais com pleocroísmo verde azulado a verde pálido.

**Opacos (1,5%):** pequenos grãos (0,2-0,04 mm) subangulosos a subarredondados com alta esfericidade, alguns com bordas serrilhadas, estando dispersos na porção quartzo feldspática.

**Grãos Acessórios (0,5%):** grãos (0,06-0,02 mm) subarredondados com baixa esfericidade, composto por zircão, titanita, turmalina e apatita que ocorrem isoladamente.

#### **Minerais autigênicos/ metamórficos:**

**Quartzo (30%):** subidioblastos a xenoblastos de até 1,5 mm com bordas irregulares ou arredondadas com embaiamentos e contatos suturados, alguns em formas de rosetas, além de inclusões de opacos e biotita. Ocorre também como porções recristalizadas mostrando textura granoblástica fina (0,2-0,05 mm). Além de zonas recristalizadas nas bordas de fraturas preenchidas por outros cristais.

**Feldspatos (18%):** xenoblastos (0,06-2 mm) com formas irregulares, geralmente em forma de rosetas, intensamente alterados e geralmente sem maclas, sendo que cristais maiores apresentam textura poiquiloblástica, com várias inclusões de

epidoto, clorita, titanita e opacos. Os álcalis predominam, sendo possível visualizar maclamento xadrez (microclina), parcialmente obliterada pela alteração para argilomineral. O plagioclásio, embora alterado, mostra maclas polissintéticas e zoneamentos em poucos exemplares.

**Opacos (6%):** associação de pequenos cristais anédricos e euédricos disseminados (0,2-0,02 mm), que ocorrem como concentrados, localizado em fraturas de cerca de 1,2 mm, associados com titanita, clorita, epidoto e carbonato. Além de ocorrerem como inclusões no piroxênio, biotita e clorita.

**Piroxênio (4%):** subidioblastos a xenoblastos (0,5-0,02 mm) que ocorrem como blastos em concentrações de 5 ou mais cristais, imersos na porção quartzo-feldspática recristalizada. Apresenta cor neutra a castanho pálido e verde pálido, cor de interferência amarela de 2ª ordem média, ângulo de extinção  $\approx 42^\circ$ , sinal óptico positivo e ângulo  $2V=60^\circ$ . Foi classificado como diopsídio.

**Anfibólio (2%):** cristais prismáticos que ocorrem somente em fraturas com opacos, possuindo inclusões de clorita e biotita. Apresenta fraco pleocroísmo (verde pálido a verde amarelado), cor de interferência violeta de 2ª ordem inferior, ângulo de extinção  $\approx 14^\circ$ , sinal óptico negativo e ângulo  $2V=85^\circ$ , classificada como hornblenda.

**Titanita (1%):** cristais anédricos alocados nos interstícios dos minerais opacos que ocorrem preenchendo fraturas.

**Epidoto (0,6%):** cristais granulares (0,2-0,01 mm) que se apresentam geralmente como inclusões nos feldspatos poiquiloblásticos, como cristais anédricos menores esparsos na rocha, sempre associado aos feldspatos e na borda do piroxênio, além de estar preenchendo poros como cimento.

**Clorita (0,4%):** apresenta-se como lamelas anédricas que, assim como a titanita, ocupa alguns interstícios nos opacos que estão preenchendo fraturas. Está também incluso nos feldspatos e ocorre como alteração da biotita.

**Classificação:** arcósio; metarcósio. Microclina-diopsídio-hornblenda *hornfels*

**Paragênese metamórfica:** qz + kf + pl  $\pm$  cpx  $\pm$  hnb  $\pm$  bt ( fácies hornblenda *hornfels*)

## 6) 2008-TEC-05B (lâminas 05B, 05B-I, 05B-II)

Rocha com textura granoblástica, alternando porções de granulação média e fina (2-0,15 mm), equigranulares, onde os blastos, principalmente de quartzo e feldspatos, apresentam bordas suturadas e formas globulares a interlobadas, assim como áreas com contatos tríplexes em forma de mosaico, caracterizando a textura granoblástica poligonal. Imersos na matriz granoblástica há a presença de porfiroblastos, muitas vezes isolados, outrora associados a outros indivíduos, caracterizando equilíbrio mineral ou alteração. A rocha é composta por feldspatos, quartzo, epidoto, anfibólio, piroxênio, carbonato, titanita e opacos. Além de disso, há como acessórios a presença de pequenos clastos reliquiares de zircão, turmalina e apatita.

**Feldspatos (48%):** apresentam-se como pequenos xenoblastos até 0,2 mm que, juntamente com quartzo, estão envolvidos na matriz granoblástica. Os blastos apresentam-se com formas irregulares, geralmente globulares e esqueléticos com reentrâncias, além de contatos suturados. Os álcalis são amplamente predominantes em relação ao plagioclásio, provavelmente devido sua herança reliquiar, estando intensamente argilizados, saussuritizados e mostrando típica aparência suja, com substituições parciais para epidoto e carbonato, pouco sericitizado e sem maclamento. Maclas do tipo xadrez e intercrescimentos são visíveis onde a granulação é maior, geralmente formado por indivíduos poiquiloblásticos de microclina com várias inclusões de albita, quartzo, epidoto, carbonato e opacos. Porfiroblastos esqueléticos de K-F e poiquiloblastos de plagioclásios estão associados em equilíbrio, juntamente num aglomerado composto por clinopiroxênio, anfibólio, titanita, carbonato, epidoto e quartzo.

**Quartzo (35%):** xenoblastos finos a médios (0,02-2 mm) geralmente em forma globulares, com contatos suturados e embaiamentos. Contatos retos e pontos tríplexes são comuns, definindo a textura principal da rocha. Apresenta típica extinção ondulante, além de algumas inclusões de anfibólio, piroxênio e feldspatos. Feições reliquiares são visíveis, como dissolução por pressão e sobrecrescimentos.

**Epidoto (4,5%):** apresenta-se principalmente como pequenos cristais anédricos (0,13 mm) dispersos na rocha, associado sobretudo aos feldspatos, como produto

de sua substituição. Ocorre também entre o quartzo e feldspatos, além de preencher pequenas fraturas de 0,03 mm com pequenas disseminações. Cristais maiores estão alocados onde há substituição parcial de feldspatos e concentração de titanita, anfibólio, piroxênio e carbonato.

**Anfibólio (6%):** xenoblastos a subidioblastos (2-0,1 mm) com bordas irregulares, aparecendo em pontos isolados especialmente onde os feldspatos estão mais alterados e o epidoto, freqüente. Possui inclusões de pequenos cristais de epidoto, plagioclásio e quartzo, com alterações para biotita em sua borda. Com o piroxênio, ocorre tanto como cristais em equilíbrio ou alteração deste, além de estar associado intimamente com titanita, plagioclásio e quartzo. Opticamente exhibe pleocroísmo verde pálido, verde azulado e castanho pálido, cor de interferência violeta de 2ª ordem inferior, ângulo de extinção=30°, sinal ótico negativo e ângulo 2V=85°. Foi classificado como hornblenda.

**Piroxênio (4%):** xenoblastos a subidioblastos (0,6-0,1 mm) em áreas pontuais, sempre associado com anfibólio, carbonato, titanita, plagioclásio, quartzo e epidoto. Além disso, apresenta alteração para hornblenda, com substituição parcial, preferencialmente nos seus planos de clivagem. Apresenta cor castanha pálido a neutra, cor de interferência amarela de 2ª ordem inferior, ângulo de extinção=40°, sinal ótico positivo e ângulo 2V=60°. Foi classificado como diopsídio.

**Carbonato (2%):** massas xenoblásticas (0,02-0,4 mm) com bordas totalmente irregulares, substituindo parcialmente o plagioclásio, preferencialmente na direção do maclamento. Sua concentração maior ocorre com a presença de titanita.

**Titanita (0,5%):** idioblastos a subidioblastos (0,05-0,3 mm) exibindo hábito prismático perfeito, que ocorre como inclusões no plagioclásio envolvido num aglomerado formado por carbonato, epidoto, anfibólio e quartzo. Possui pequenas inclusões de opacos.

**Classificação:** *hornfels* derivado de rocha sedimentar quartzo-feldspática. Microclina-diopsídio-hornblenda *hornfels*.

**Paragênese metamórfica:** qz + kf + pl ± cpx ± hnb ± tit ± cb ( fácies hornblenda *hornfels*)