



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO LITO-ESTRUTURAL  
DO COMPLEXO MESOARQUEANO UAUÁ NA REGIÃO DE  
CARATACA - BA**

**Esdras Filipe de Oliveira Luiz**

**Orientador:** Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

**Co-orientador:** MSc Mauricio Rigoni Baldim

**Campinas-SP  
Dezembro de 2016**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO LITO-ESTRUTURAL  
DO COMPLEXO MESOARQUEANO UAUÁ NA REGIÃO DE  
CARATACA - BA**

Esdras Filipe de Oliveira Luiz

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 12 de Dezembro de 2016 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira (Orientador)  
Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro  
MSc. Gustavo Melo

*Dedico a minha avó,  
Encarnação Artilla de  
Oliveira (in memoriam).*

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente, agradeço minha família por toda confiança e apoio. Em especial minha mãe, Maria Luiza, por me inspirar a evoluir a cada dia. Minha irmã, Rebeca e minha sobrinha Mel, por toda alegria e espontaneidade. Essa vitória é nossa!

Agradeço meus orientadores, professor Elson e Maurício, pela paciência, atenção e oportunidade, e aos demais professores por toda a dedicação ao ensino. Em especial aos que pude trabalhar de maneira próxima: Celso, Jefferson, Pedro, Lobão, Wagner.

Aos meus amigos e amigas por serem meus heróis, em especial: Buchecha, Letícia, Negão, Jack, Hugo, Diná, Grace, Magô, Gugu, Daniboy, Tico, Guilão, Tumã, Nat, Levi, Isa, Burca, Amarildo, Cláudia, Cíntia, Pedrinho, Lú, Peixinho, Ota, Digão, Santhi, Xavero.

A Bia pela dedicação em todos os momentos. Sua ajuda foi fundamental!

A Danielle por todo carinho e companheirismo.

A 1060 crew, única formação possível!!!

E a todos demais amigos que de alguma forma participaram na construção desse projeto.

Se tu lutas, tu conquistas, é tipo essas (SNJ)!

## RESUMO

Terrenos arqueanos tem sido alvo de estudos visando à reconstituição dos processos dinâmicos que atuavam na Terra nesse período. A porção oriental do Cráton do São Francisco é conhecida pela presença de tais terrenos (Barbosa & Sabaté 2004; Oliveira et al., 2010), porém detalhes sobre sua evolução são escassos. Neste contexto está inserida a área de estudo, o Bloco Uauá, que é limitado a oeste pela zona de cisalhamento Caldeirão e a leste pelo greenstone belt Rio Capim. O bloco é formado por gnaisses, granulitos, complexos mafico-ultramáficos e diques máficos (Oliveira et al., 2004) e tem se destacado na literatura nacional e internacional pela descoberta recente de granulitos de alta pressão, sanukitóides e dois enxames de diques máficos arqueanos (Oliveira et al., 2013; Oliveira & Amaral, 2014). A área escolhida para este TCC situa-se na região central do bloco onde em fase de reconhecimento foram identificados diversos corpos graníticos, um deles com idade de 3085 Ma.

**Palavras-chave:** Complexo Uauá; Craton São Francisco; Mapeamento Estrutural.

## ABSTRACT

Archean terrains long have been the core of studies which rely on further reconstitution of the dynamic processes that shaped Earth on this Geological period. The eastern portion of the São Francisco Craton is vastly known for the presence of such terrains (Barbosa & Sabaté 2004; Oliveira et al., 2010). Nonetheless, deeper details about the evolution of the terrains are scarce. Within this context the area of study is established, the Mauá Block, limited on west by the Caldeirão shearing zone and on east by Rio Capim greenstone belt. This very block configures gneisses, granulites, mafic to ultra-mafic rocks complex and mafic dykes (Oliveira et al., 2004) featuring both national and international scientific publications since the discovery of high-pressure granulites, sanukitoids plus two Archean mafic dykes swarms. (Oliveira et al., 2013; Oliveira & Amaral, 2014). The chosen area of study for this present essay is located on the central portion of the block, where, on the recognition phase many granitic bodies were tagged, one of which 3085 Ma old.

**Key words:** Uauá Complex; São Francisco craton; Structure mapping

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT.....	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	ix
1. APRESENTAÇÃO.....	10
1.1 INTRODUÇÃO.....	10
1.2 OBJETIVOS.....	10
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	11
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	14
2.1 ETAPA PRÉ-CAMPO.....	14
2.2 ETAPA DE CAMPO.....	15
2.3 ETAPA PÓS-CAMPO.....	16
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
3.1 BLOCO GAVIÃO.....	19
3.2 BLOCO JEQUIÉ.....	19
3.3 ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ.....	20
3.4 BLOCO SERRINHA.....	20
3.4.1 BLOCO UAUÁ.....	21
4. GEOLOGIA LOCAL.....	26
4.1 COMPLEXO GRANÍTICO GRANODIORÍTICO TONALÍTICO (GGT).....	28
4.1.1 BIOTITA GRANITO.....	28
4.1.2 BIOTITA GRANITO COM ANFIBÓLIO.....	30
4.1.3 BIOTITA HORNBLENDA TONALITO GNAISSE.....	33
4.1.4 BIOTITA HORNBLENDA GRANODIORITO GNAISSE.....	34
4.2 GNAISSE MILONÍTICO.....	35
4.3 COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO.....	38
4.3.1 DIORITO.....	39
4.3.2 NORITO.....	40
4.3.3 DIQUES TOLEÍTICOS.....	41
4.3.4 DIQUES ANFIBOLÍTICOS.....	42
5. METAMORFISMO.....	44

<b>5.1 ASPECTOS METAMÓRFICOS.....</b>	<b>44</b>
<b>6. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....</b>	<b>48</b>
<b>6.1 LINEAMENTOS.....</b>	<b>48</b>
<b>6.2 FOLIAÇÃO E LINEAÇÃO.....</b>	<b>50</b>
<b>6.3 INDICADORES CINEMÁTICOS.....</b>	<b>53</b>
<b>7. DISCUSSÃO.....</b>	<b>55</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>57</b>
<b>ANEXO 1 – MAPA DE PONTOS</b>	
<b>ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO</b>	

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Localização da área mapeada.
- Figura 2: Principais vias de acesso a partir do município de Salvador.
- Figura 3: Paisagem da área mapeada.
- Figura 4: Imagens de satélite processadas.
- Figura 5: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco.
- Figura 6: Compartimentação do Cráton do São Francisco na região da Bahia.
- Figura 7: Mapa geológico simplificado do Bloco Uauá.
- Figura 8: Mapa geológico da região de Carataca - BA
- Figura 9: Aspectos macroscópico do Biotita granito.
- Figura 10: Aspectos microscópicos do Biotita granito.
- Figura 11: Aspectos macroscópico da subunidade Biotita granito com anfibólio.
- Figura 12: Aspectos microscópico da rocha.
- Figura 13: Amostra de mão onde é possível observar os grãos de anfibólio.
- Figura 14: Imagens microscópicas em luz polarizada em lâmina.
- Figura 15: Aspectos macroscópicos do biotita hornblenda granodiorito gnaisse.
- Figura 16: Formas de ocorrência do Gnaisse Milonítico em campo.
- Figura 17: Amostra de mão da unidade mapeada
- Figura 18: Aspectos microscópios do gnaisse milonítico.
- Figura 19: Aspectos macroscópicos e petrográficos da rocha diorítica.
- Figura 20: Forma de ocorrência em campo do norito.
- Figura 21: Forma de ocorrência em campo.
- Figura 22: Aspectos do afloramento dos diques anfibolíticos.
- Figura 24: Aspectos petrográficos que mostram texturas de metamorfismo.
- Figura 25: Fotointerpretação dos lineamentos em escala regional.
- Figura 26: Afloramento com estruturas de foliação e lineação.
- Figura 27: Diagrama Wolf das foliações e lineações.
- Figura 28: Indicadores cinemáticos.

# 1. APRESENTAÇÃO

## 1.1 INTRODUÇÃO

A região nordeste do Cráton do São Francisco tem sido alvo de estudos geológicos por conta da presença de terrenos arqueanos. O reconhecimento e interpretação de tais áreas é fundamental para o entendimento da dinâmica que atuava na terra durante esse período.

Dentro desta perspectiva está inserido o Complexo Uauá. Caracterizado como um bloco alongado na direção NW-SE, é limitado a oeste pela zona de cisalhamento Caldeirão e a leste pelo *greenstone belt* Rio Capim.

O Bloco Uauá é formado por gnaisses, granulitos, complexos máficos-ultramáficos e diques máficos (Oliveira *et al.* 2004) e apresenta uma complexa história evolutiva. A recente descoberta de granulitos de alta pressão e sanukitóides (Oliveira & Amaral, 2014) tem motivado o reconhecimento em detalhe das rochas do complexo. Para isso, trabalhos de mapeamento lito-estrutural são de grande importância.

A área escolhida para o mapeamento encontra-se na porção centro-sul do bloco, próximo ao município de Uauá, na região de Carataca-BA. Nela afloram corpos graníticos e gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, cortados por dois enxames de diques máficos.

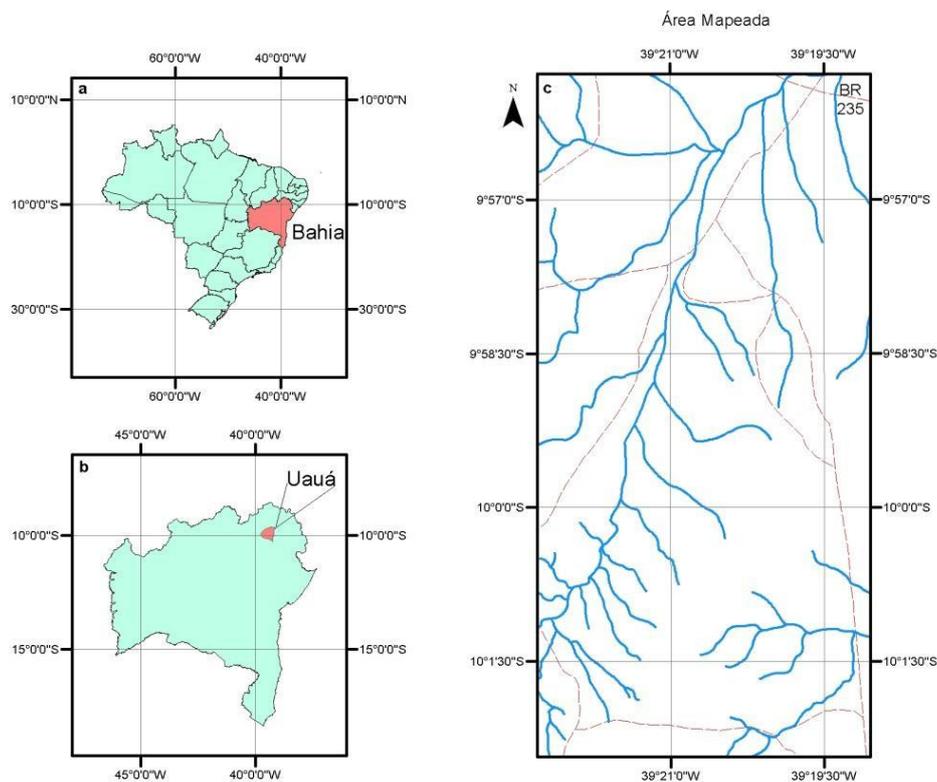
Esse texto é a síntese do trabalho de campo realizado em julho/2016, referente a disciplina GE001 (Trabalho de Conclusão de Curso), oferecida pelo Instituto de Geociências da Unicamp para a obtenção do título de bacharel em geologia.

## 1.2 OBJETIVO

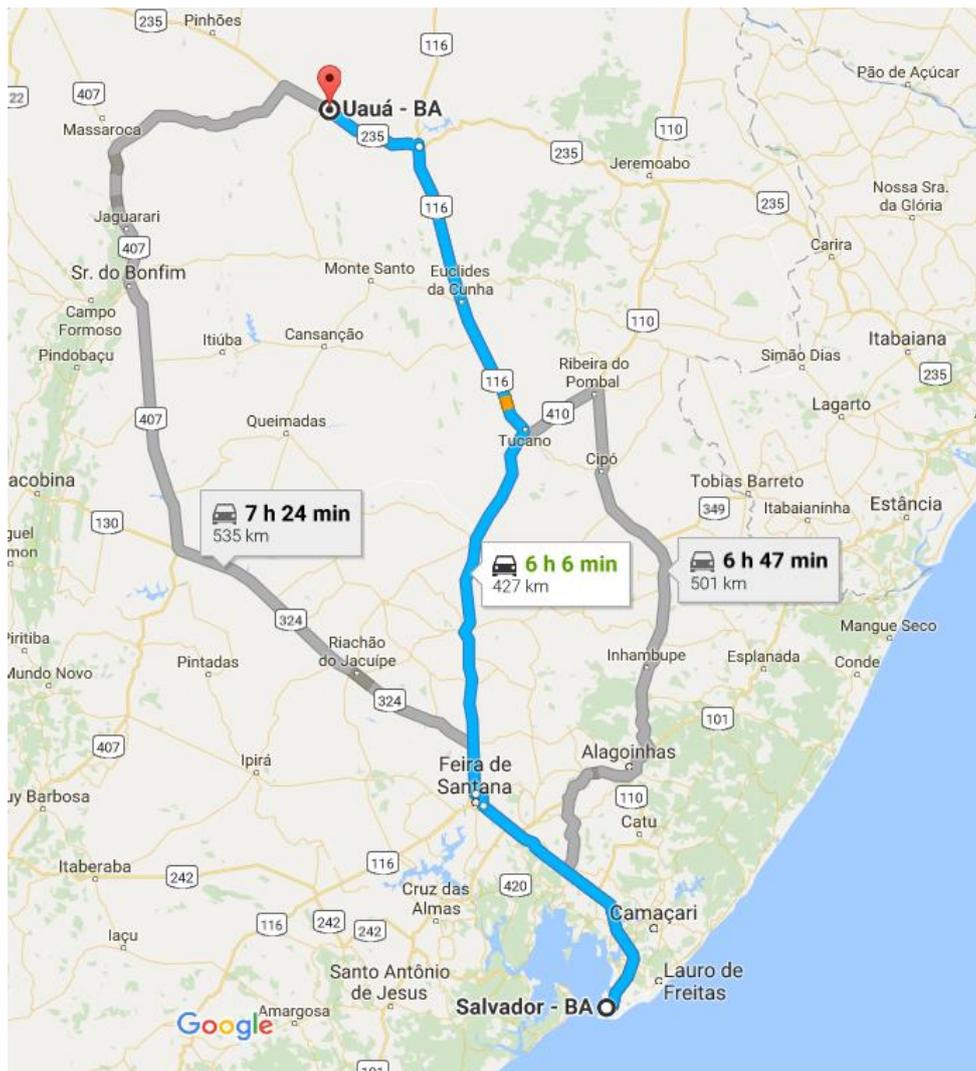
O objetivo deste trabalho é confeccionar um mapa geológico em escala 1:50.000 a partir da integração dos dados obtidos em campo no mapeamento geológico-estrutural, assim como a caracterização metamórfica das rochas coletadas utilizando-se análises petrográficas. Tal trabalho irá contribuir para o banco de dados que vem sendo construído para o Bloco Uauá, aumentando a escala de detalhe dos mapas da região, uma vez que as cartas oferecidas hoje pelo Serviço Geológico Brasileiro estão na escala 1:100.000.

### 1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área de estudo localiza-se na porção nordeste do Estado da Bahia, 20 km a sudeste do município de Uauá e a sul do povoado de Carataca (Figura 1). O acesso à área, a partir de Salvador, é feito pela rodovia BR-324, seguindo aproximadamente 100 km até a cidade de Feira de Santana. De Feira de Santana, segue-se pela BA-116, passando por Serrinha, Tucano, Euclides da Cunha, até o município de Bendegó, onde o trevo, sentido oeste, dá acesso a BA-235, prosseguindo até alcançar o povoado de Carataca (Figura 2). A partir daí todo o trajeto é feito por estradas rurais. A área destinada ao mapeamento consiste em um polígono de 100 km<sup>2</sup>, de formato retangular com as maiores arestas direcionadas na direção N-S.



**Figura 1:** a) Mapa do Brasil b) Mapa de localização do município de Uauá-BA c) Localização da área mapeada.

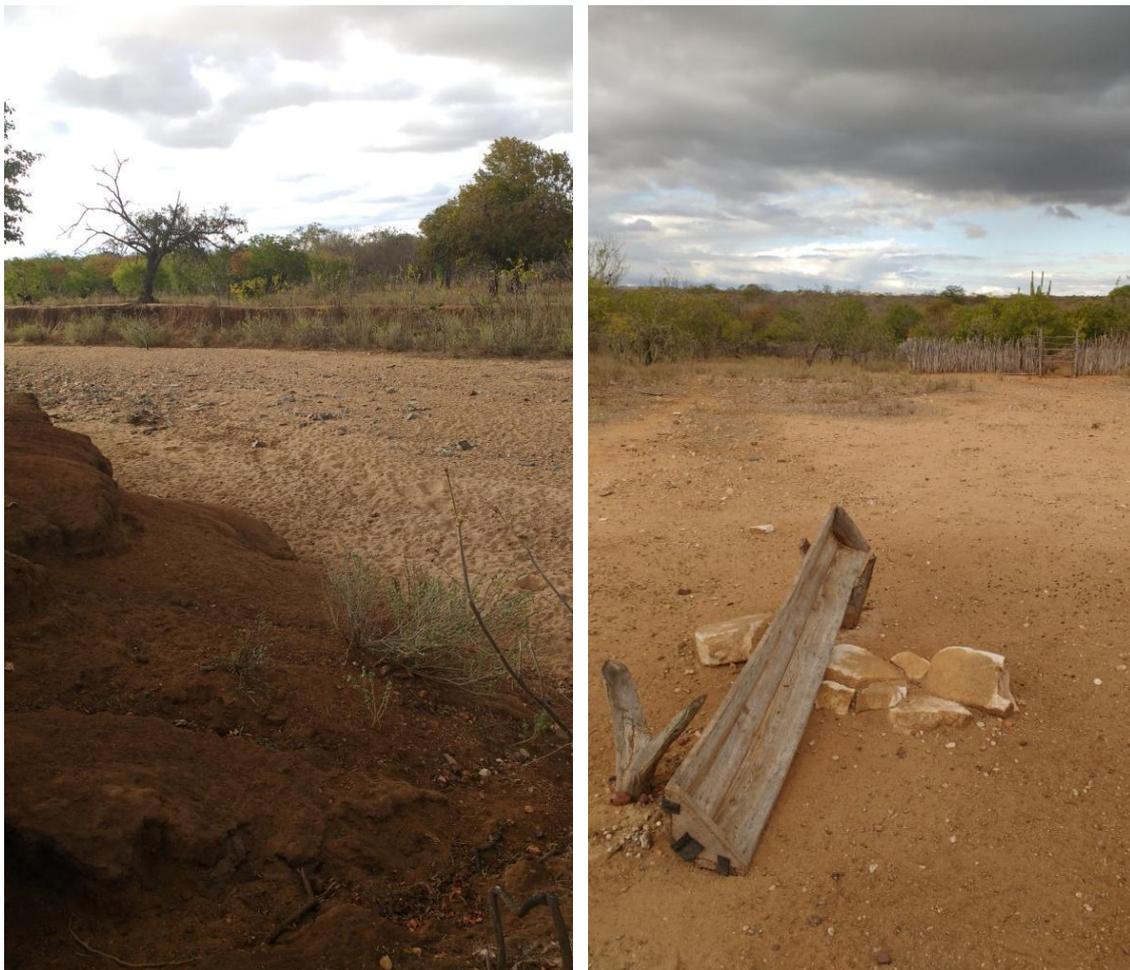


**Figura 2:** Principais vias de acesso a partir do município de Salvador. Fonte: *Google Maps*.

Situada na porção nordeste do Estado da Bahia, a área de mapeamento insere-se no domínio morfoclimático das caatingas (Aziz Ab'Sáber 1970), região conhecida como Polígono das Secas. O clima é classificado como semi-árido, sem estação definida e temperatura média superior a 18°C, com ausência de excedente hídrico e pluviosidade anual em torno de 500 a 750 mm (Köppen 1948).

O relevo é predominantemente arrasado por pediplanação, com solos rasos e pedregosos, com predominância de planossolo. Apresenta vegetação heterogênea, formado por xerófitas, herbáceas tortuosas e bosques com vegetação caducifólia (Veloso 1964). A hidrografia da região é marcada por rios

intermitentes devido aos longos períodos de estiagem e a drenagem apresenta padrão dendrítico.



**Figura 3:** Paisagem da área mapeada.

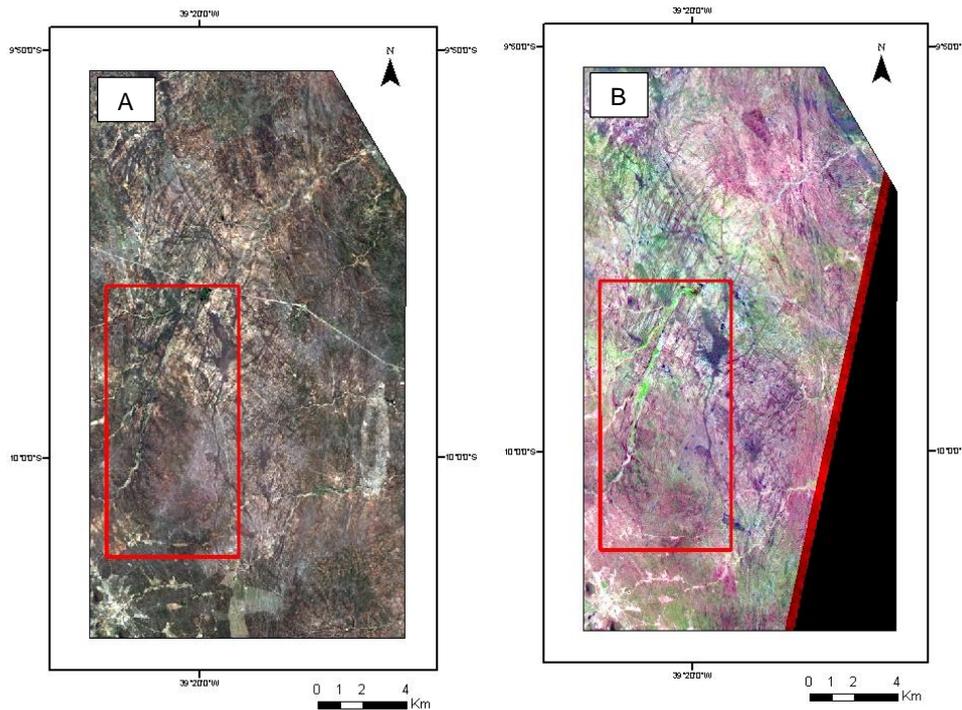
## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi dividido em três etapas, descritas a seguir:

### 2.1 ETAPA PRÉ-CAMPO

A primeira etapa fundamentou-se na revisão bibliográfica da área e obtenção da carta geológica da CPRM, folhas Uauá (SC.24-V-D-VI) e Monte Santo (SC.24-Y-B-III), e processamento digital de imagens de satélite para a elaboração dos mapas de auxílio em campo. As imagens de satélite utilizadas foram SRTM, Landsat OLI8 e sensor ASTER, na qual foram processadas a partir do *software* ENVI 4.8, sendo possível destacar as diferentes litologias e lineamentos estruturais com a combinação de bandas espectrais.

Para a imagem Landsat, a composição de bandas espectrais utilizada foi a R4G3B2 (Figura 4a), composição essa que destaca a cor real da superfície, auxiliando a extração os principais lineamentos e litotipos. Para o sensor ASTER, a combinação espectral aplicada foi (4/7)(4/1)(2/3x4/3), com realce para a delimitar diferentes litotipos a partir de contrastes composicionais (Figura 4b). A imagem do *Google Earth* possibilitou a extração de drenagens, estradas, povoados e fazendas. A integração dos dados se deu através do *software ArcMap 10.4*.



**Figura 4:** Imagens de satélite processadas. a) Imagem Landsat com composição R4G3B2, e b) Imagem ASTER com razão de bandas de  $(4/7)(4/1)(2/3 \times 4/3)$ .

## 2.2 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo ocorreu entre os dias 29 de junho e 17 de julho de 2016, quando foi efetuado o mapeamento geológico-estrutural em escala 1:50.000 em um polígono de aproximadamente 100 km<sup>2</sup>. Foram descritos 129 pontos, obtendo-se as coordenadas UTM em GPS *Garmin*, medidas estruturais, como foliação e lineação, utilizando-se bússola *Clar* e caracterização dos litotipos em escala de afloramento, além de coleta de material para descrição posterior. As imagens digitais processadas e os mapas fotointerpretados na etapa anterior, auxiliaram na identificação das unidades geológicas. Em alguns pontos foram coletadas amostras para geocronologia e geoquímica como parte do projeto de mapeamento em detalhe do Complexo Uauá.

### 2.3 ETAPA PÓS-CAMPO

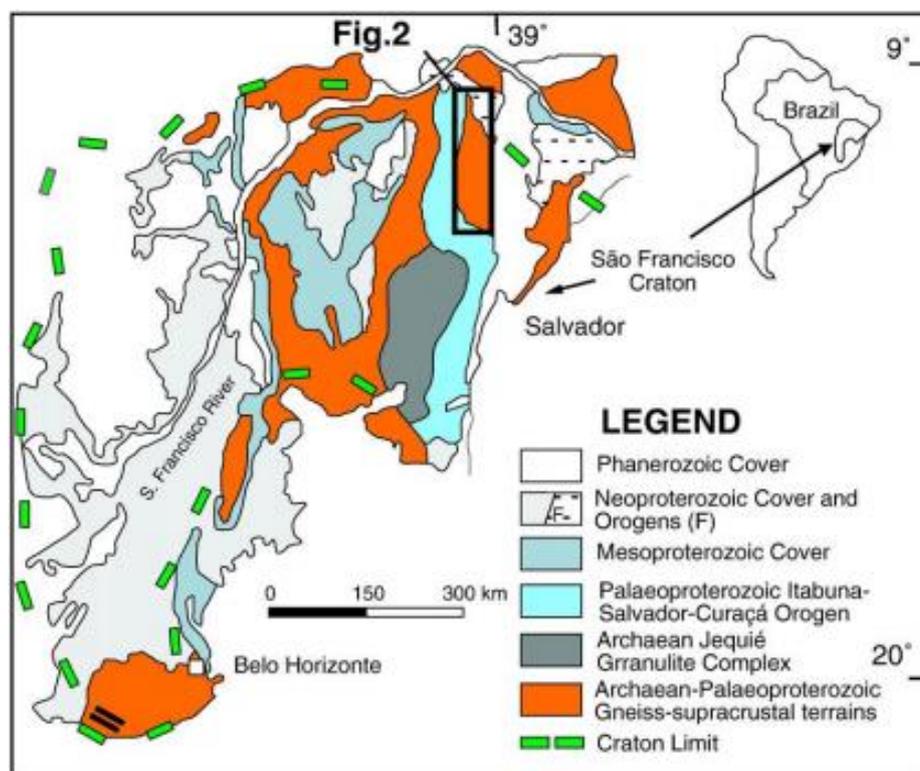
Na etapa pós-campo foram confeccionadas 10 lâminas delgadas representativas das unidades cartografadas para análises petrográficas, como identificação mineralógica, feições microestruturais e paragênese mineral. Os resultados permitiram também estimar as condições metamórficas às quais as rochas foram submetidas. As lâminas foram preparadas no Laboratório de Laminação da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). As medidas estruturais foram tratadas estatisticamente no *software Stereonet 10.3* e gerados estereogramas para análise e interpretação dos dados obtidos. Todos os dados foram integrados para interpretação geológica final da área, assim como para a versão final do mapa geológico em escala 1:50.000.

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

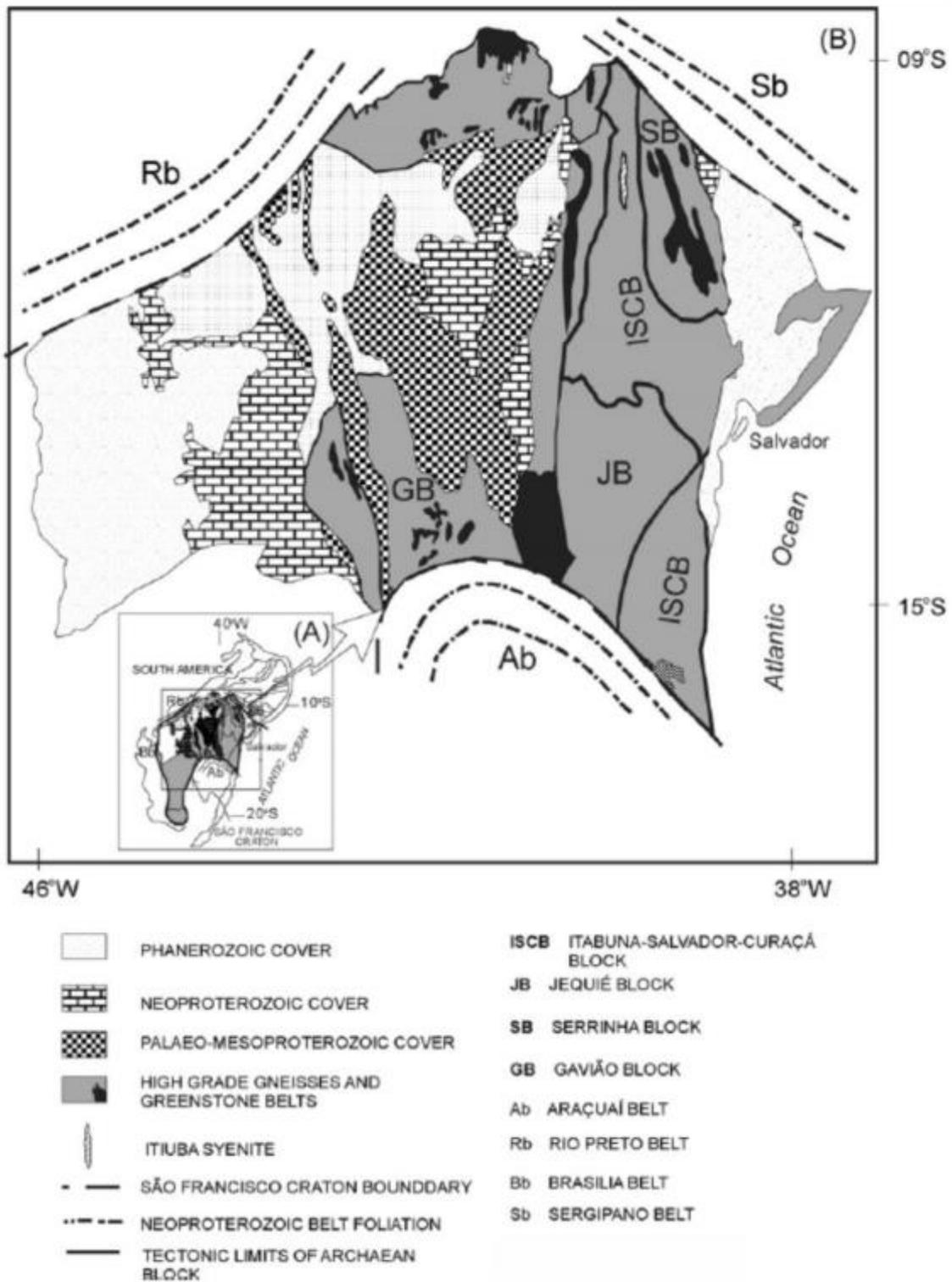
O Cráton São Francisco (CSF) (Almeida 1977) está localizado na região centro-leste do Brasil (Figura 5) e abrange principalmente os estados da Bahia e Minas Gerais (Barbosa & Sabaté 2003). Seus limites são formados pelas faixas móveis Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto, Brasília e Araçuaí (Almeida 1977, 1981).

Segundo Barbosa & Sabaté (2004), o embasamento é constituído por rochas de alto e baixo grau como: migmatitos, granulitos e granito-*greenstone*, formados durante o Arqueano/Paleoproterozoico e com cobertura Meso-Neoproterozoica composta principalmente por rochas siliciclásticas e químicas.

No estado da Bahia, local da área de estudo, o embasamento do CSF (Figura 6) é subdividido em quatro segmentos crustais arqueano/paleoproterozoicos: Bloco Gavião, Bloco Jequié, Bloco Serrinha e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A disposição atual do embasamento do CSF é interpretada como resultado da colisão dos quatro blocos na direção NW-SE durante o Paleoproterozoico (Barbosa & Sabaté 2004).



**Figura 5:** Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Oliveira *et al.* 2004).



**Figura 6:** Compartimentação do Crátom do São Francisco na região da Bahia, destaque para os blocos arqueanos/paleoproterozoicos (Barbosa *et al.* 2008)

### 3.1 BLOCO GAVIÃO

O Bloco Gavião (Marinho 1993) está localizado na porção oriental do CSF. É composto por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTG) de idades que variam entre 3.4 - 3.1 Ga, datados por U-Pb SHRIMP em zircões, metamorfizados em fácies anfíbolito em 2.1 Ga (Barbosa & Sabaté 2003). No bloco também são encontradas sequências vulcano-sedimentares e *greenstone belts*, denominadas de Contendas-Mirante, Umburanas, Guajeru e Mundo Novo.

As sequências foram metamorfizadas em fácies xisto verde, compostas por komatiitos com textura spinifex, lavas máficas e félsicas com intercalação de rochas piroclásticas e coberto por sedimentos siliciclásticos e químicos (Barbosa & Sabaté 2004).

Segundo Oliveira *et al.* (2010), o Bloco Gavião e o Bloco Serrinha apresentam os gnaisses e migmatitos mais antigos do Cráton do São Francisco e são interpretados como produto da colisão de microcontinentes que originou o orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Datações U-Pb em zircão realizadas por Mougeot *et al.* (1996) em migmatitos da porção NE do Bloco Gavião, apresentam idades entre 3.45 - 3.40 Ga e idades entre 3.20 - 3.46 Ga para gnaisses.

### 3.2 BLOCO JEQUIÉ

O Bloco Jequié, anteriormente denominado de Complexo Jequié (Cordani 1973), está localizado a leste do Bloco Gavião. É composto por migmatitos heterogêneos com idades entre 3.0 - 2.9 Ga, enderbitos e charnockitos com idades entre 2.7 - 2.6 Ga e enclaves de sequências supracrustais (Barbosa & Sabaté 2003, 2004).

Estas rochas foram caracterizadas como componentes do embasamento de bacias intracratônicas do tipo rifte onde houve congregação de basaltos, andesitos basálticos, *cherts*, formações ferríferas bandadas, grafititos e kinzigitos. Com o fechamento e a colisão as rochas foram deformadas e re-equilibradas em fácies granulito (Barbosa & Sabaté 2003).

### 3.3 ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é caracterizado como um cinturão metamórfico de alto grau de aproximadamente 800 km, que atravessa a Bahia na direção N-S e particiona em dois segmentos na latitude de Salvador. Um segmento apresenta orientação para NE e acompanha a linha costeira, o outro segue internamente para norte (Oliveira *et al.* 2010).

A porção norte do cinturão é formada por granulitos do Complexo Caraíba, São José do Jacuípe e pelas sequências supracrustais de Tanque Novo-Ipirá, todos fortemente deformados. O Complexo Caraíba é constituído por uma associação de ortognaisses cálcio-alcálicos de composição tonalítica a granítica. Datações U-Pb em zircões do complexo deram idades de 2.66 - 2.56 Ga (Oliveira *et al.* 2004; 2010). O Complexo São José do Jacuípe é formado por anortositos, gabronoritos, peridotitos e piroxenitos. Acredita-se que essas rochas, de afinidade toleítica, sejam representantes de crostas oceânicas pretéritas (Barbosa *et al.* 2008). O Complexo Tanque Novo-Ipirá consiste em rochas supracrustais, como mármore, quartzitos, kinzigitos, cálcio-silicáticas e formações ferríferas. Segundo Barbosa & Sabaté (2003) as rochas foram re-equilibradas na fácies granulito durante o Paleoproterozoico.

### 3.4 BLOCO SERRINHA

O Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté 2004) localiza-se na porção nordeste do CSF e faz limite a norte com a Faixa de Dobramentos Sergipana, a leste com a Bacia do Tucano e a oeste-sudoeste com o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. É caracterizado como um segmento de crosta arqueano/paleoproterozoico composto por terrenos tipo granito-*greenstone* (e.g. *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim) e complexos de alto grau denominados Uauá (Leal *et al.* 1994) e Santa Luz (Davidson *et al.* 1988).

O embasamento do bloco é formado por migmatitos, gnaisses bandados, ortognaisses, diques máficos e complexos máfico-ultramáficos (Oliveira 2011). Essas rochas encontram-se em contato tectônico com as sequências supracrustais dos *greenstone belts* Rio Capim, Rio Itapicuru e da Faixa

Caldeirão, todos intrudidos por granitóides paleoproterozoicos (Oliveira *et al.* 2010).

Oliveira *et al.* (2010) dividem o Bloco Serrinha em três subdomínios, sendo eles: Complexo gnáissico-migmatítico de Uauá, na qual está inserida a área de estudo, Jacurici e Retirolândia. Outro subdomínio aceito é o Complexo gnáissico Santa Luz, formado por gnaisses bandados, migmatitos, diques máficos de direção N-S e complexos máfico-ultramáfico. Datações U-Pb em zircões dos gnaisses tonalíticos da região norte do bloco apresentaram idades 3.13 e 3.05 Ga (Cordani *et al.* 1999; Oliveira *et al.* 2010).

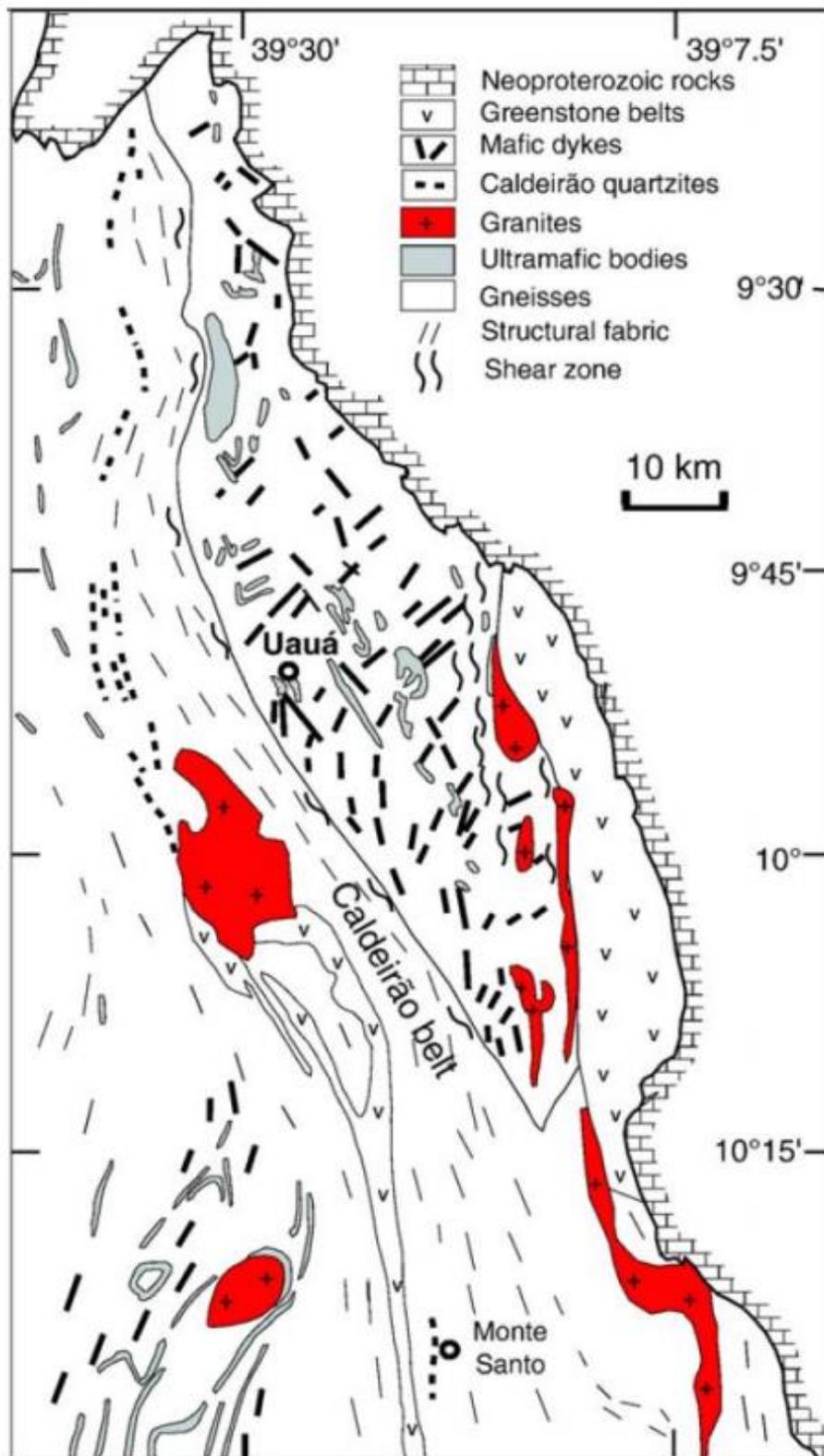
#### 3.4.1 Bloco Uauá

O Bloco Uauá é caracterizado como um complexo gnaiss-migmatítico de idade mesoarqueana situado a nordeste do Bloco Serrinha (Oliveira *et al.* 2010). É delimitado na porção oeste pela Faixa de Cisalhamento Caldeirão, de idade arqueano/paleoproterozoica, e a leste pelo *greenstone belt* Rio Capim, através da zona de cisalhamento Galo de Ouro, e pela faixa Sergipana, de idades paleoproterozoica e neoproterozoica, respectivamente (Oliveira *et al.* 2011).

O bloco (Figura 7) é composto predominantemente por gnaisses bandados com orientação NW, ocasionalmente migmatizados, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e níveis anfibolíticos. Também são descritos biotita-hornblenda ortognaiss, tonalíticos a granodioríticos com presença de estrutura *augen* e intrusões de anortositos, peridotitos e dioritos (Oliveira *et al.* 2010). Grande parte dessas rochas foram metamorfizadas em fácies granulito e retrometamorfizadas para fácies anfibolito (Oliveira *et al.* 2010). Datações realizadas em zircões utilizando-se os métodos U-Pb e Pb-Pb apresentaram idades  $3051 \pm 13$  Ma para granodiorito (Oliveira *et al.* 2002a),  $2991 \pm 22$  Ma para ortognaiss (Oliveira *et al.* 2002) e  $3160 \pm 65$  Ma para o complexo anortosítico Lagoa da Vaca através isócrona Pb-Pb em rocha total (Paixão e Oliveira 1998).

Uma característica marcante do bloco é a presença de duas gerações de diques máficos que recortam a área. Os diques mais antigos apresentam composição norítica e direção preferencial N-S a NW-SE, com idades U-Pb e badeleita de 2726 Ma (Oliveira *et al.* 2013). O enxame mais novo ocorre de forma

mais expressiva, com composição toleítica, direção preferencial NE-SW e não apresenta deformação. Datações pelo método Rb-Sr reportaram idades de  $2384 \pm 114$  -  $1983 \pm 31$  Ma (Bastos Leal *et al.* 1994) e 2623 Ma pelo método U-Pb em zircão (Oliveira *et al.* 2013). Segundo Oliveira *et al.* (1999, 2013), na região da Faixa Caldeirão, os diques encontram-se deformados, com os seus corpos tabulares paralelizados com a foliação regional e re-equilibrados na fácies anfíbolito.



**Figura 7:** Mapa geológico simplificado do Bloco Uauá. Configuração lito-estrutural da região (Oliveira *et al.* 2011).

A Faixa Caldeirão encontra-se na porção oeste do Bloco Uauá. Com aproximadamente 280 Km de comprimento, é formada por quartzitos, silimanita-

granada-cordierita gnaisses e anfibolitos, intercalados estruturalmente com migmatitos, granitóides deformados e rochas máficas, todas metamorfizadas em fácies anfibolito (Oliveira *et al.* 2002). A transição da Faixa Caldeirão com o Bloco Uauá ocorre de forma gradacional e é marcada por uma zona ultramilonítica de alto grau, responsável pelo retrabalhamento dos gnaisses e diques máficos do bloco (Oliveira 2002). Segundo Jordan (1972) as rochas da faixa são polideformadas. As análises de zircões do embasamento apresentaram idades SHRIMP de  $3152 \pm 5$  Ma (Oliveira *et al.* 2002). Nos zircões detríticos as idades variaram entre 3204-2600 Ma. A idade de metamorfismo obtida nas bordas dos grãos revelou idades de  $2076 \pm 10$  Ma (Oliveira *et al.* 2002), concordantes com aquelas encontradas para a deformação e o metamorfismo regional (Barbosa & Sabaté 2002, 2004; Oliveira *et al.* 2010).

O *Greenstone Belt* Rio Capim ocorre a leste do Bloco Uauá. A oeste limita-se através da zona de cisalhamento Galo de Ouro, de mergulho subvertical e formato sigmoidal, a leste o contato se dá com as rochas metassedimentares da Faixa de Dobramentos Sergipana (Oliveira *et al.* 2010). O *greenstone belt* Rio Capim possui direção preferencial N-S, 20 Km de comprimento e 10 Km de largura e é composto por rochas máficas e félsicas vulcânicas intercaladas com granada-biotita-sillimanita-cordierita xistos (Oliveira *et al.* 2010). Há também ocorrência de rochas sedimentares clásticas deformadas e metamorfizadas em fácies anfibolito, intrudidas por *plútons* de composição granítica e gabroica/diorítica (Winge 1981, Jardim de Sá *et al.* 1984). Análises de U-Pb em zircões de metadacitos apresentaram idades de  $2148 \pm 9$  Ma,  $2144 \pm 17$  Ma em diorito e  $2143 \pm 22$  Ma em leucogabro (Oliveira *et al.* 2011). Esses resultados sugerem a cronocorrelação entre o *Greenstone* Rio Capim e o *Greenstone* Serrinha/Rio Itapicuru.

A Faixa de Dobramentos Sergipana constitui uma região orogênica neoproterozoica, subdividida em seis domínios litotectônicos, sendo eles: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Silva Filho *et al.* 1979; Davison & Santos 1989; Santos *et al.* 1998; D'el-Rey Silva 1999; Oliveira *et al.* 2010; Uhlein *et al.* 2011). Litologicamente os domínios apresentam rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares. O modelo de evolução da área

propõe que a faixa seja o produto de um ciclo de fechamento de uma bacia oceânica, com formação de arco continental, e por fim, a colisão continental (Oliveira *et al.* 2010).

#### **4. GEOLOGIA LOCAL**

Neste capítulo são apresentadas as descrições das unidades cartografadas no mapeamento geológico.

Para a individualização das unidades foram utilizados os dados coletados em campo, em escala de afloramento, bem como a análise petrográfica de 8 lâminas delgadas representativas da área de estudo. A contagem modal dos minerais nas lâminas permitiu a distinção composicional das rochas, com base no diagrama de classificação proposto por Streckeisen (1974).

As unidades descritas foram divididas como: Complexo granítico-granodiorítico-tonalítico, Complexo máfico-ultramáfico, Gnaiss Milonítico, Granitoide e Diques Máficos. Com a junção das informações geradas foi possível elaborar um mapa geológico em escala 1:50.000 (Figura 8 e Anexo 2).

## Mapa Geológico da Região de Carataca - BA

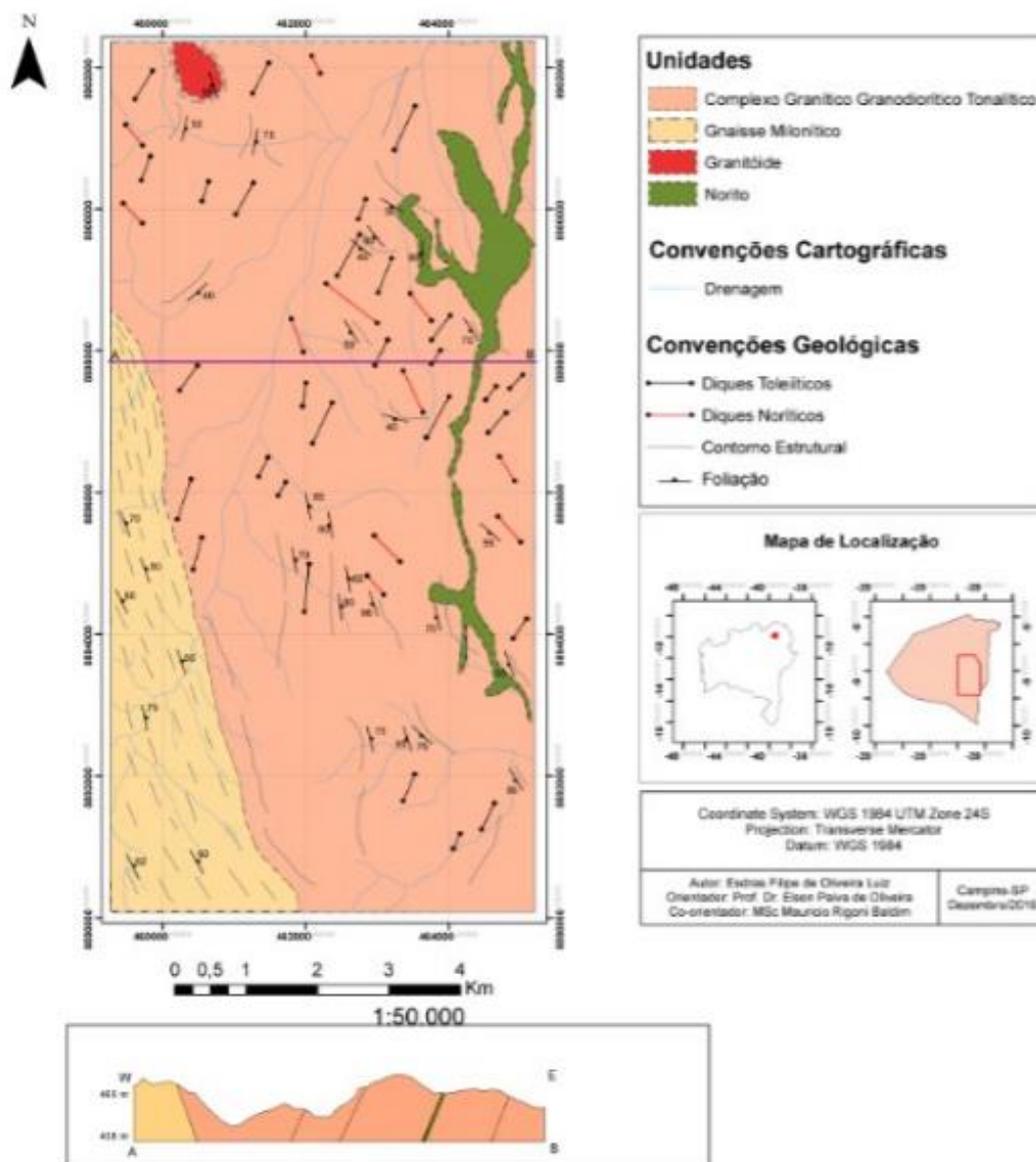


Figura 8: Mapa geológico da região de Carataca – BA

## 4.1 COMPLEXO GRANÍTICO GRANODIORÍTICO TONALÍTICO (GGT)

O Complexo GGT cobre aproximadamente 75% da área mapeada e é formado por granitos e gnaisses. As rochas afloram na forma de lajedos que são melhor observados dentro das drenagens, ou em blocos de dimensões decimétricas a métricas dispersos pela área. Grande parte das rochas estão intemperizadas, com coloração cinza-amarelado, o que impossibilita a definição dos limites na escala mapeada.

De forma geral, as rochas apresentam em sua composição quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita. A diferenciação pode ser realizada a partir das estruturas de deformação.

Abaixo serão descritos os aspectos macro e microscópicos de cada subunidade.

### 4.1.1 *Biotita granito*

Essa subunidade aflora principalmente na porção leste da área e ocorre na forma de blocos de dimensões métricas. As rochas são leucocráticas, holocristalinas, de coloração cinza-rosado, equigranular de granulação média a grossa (Figura 9). A paragênese é composta de quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino.



**Figura 9:** Aspectos macroscópico do Biotita granito. a) Afloramento; b) Amostra de mão.

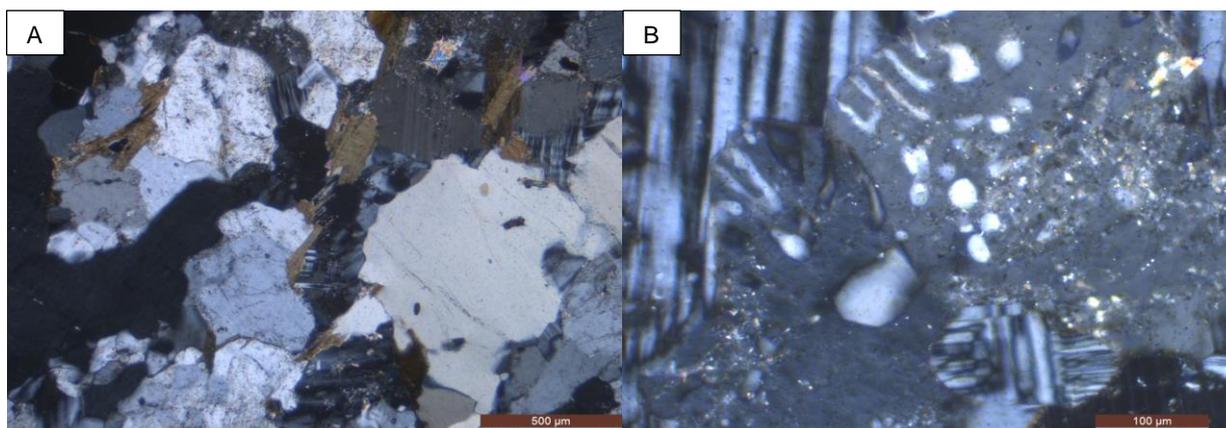
Microscopicamente a assembleia mineral é composta por quartzo (32%), feldspato potássico (25%) (ortoclásio e microclínio), plagioclásio (30%) e biotita (8%). Os principais minerais acessórios perfazem 5% e são rutilo, zircão e

opacos. Como fase secundária observa-se sericita e muscovita. Os cristais apresentam textura idioblástica a subidioblástica. A granulação é variante com grãos finos a grossos, com contato entre os grãos é irregular (Figura 10a).

O quartzo possui granulação fina a grossa e forma xenoblástica. Em diversos pontos da lâmina os grãos mais finos aparecem como inclusões nos demais minerais. Apresenta microestruturas de deformação evidenciadas a partir da extinção ondulante.

A biotita ocorre na forma de lamelas de granulação fina disseminada por toda lâmina, em determinados pontos desenvolve-se aglutinada. Em luz natural exibe cor verde com pleocroísmo marrom.

Os feldspatos possuem granulação fina a grossa com forma euédrica a subédrica. Apresentam alteração sericítica intensa e fissural que pode variar de intensidade pela lâmina. Em alguns casos ocorre textura mimerquítica (Figura 10b).



**Figura 10:** Aspectos microscópicos do Biotita granito. a) imagem geral da lâmina; b) textura mimerquítica.

#### 4.1.2 Biotita granito com anfibólio

A subunidade aflora na porção centro-leste da área mapeada na forma de blocos de dimensões decimétricas a métricas (Figura 11a). As rochas são leucocráticas, holocristalinas, de coloração cinza-claro com textura equigranular e granulação média. Apresentam foliação incipiente, definida pelos minerais placoides (Figura 11b). A assembleia mineral é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. Os anfibólios ocorrem em menor proporção.



**Figura 11:** Aspectos macroscópico da subunidade Biotita granito com anfibólio. a) Forma de ocorrência em campo; b) Amostra de mão

Microscopicamente a assembleia mineral é composta por quartzo (30%), feldspato potássico (20%) (ortoclásio e microclínio), plagioclásio (35%) e biotita (10%). Os principais minerais acessórios são apatita, allanita, titanita e ilmenita e totalizam 5%. A fase secundária é definida pela presença de sericita e muscovita. Os cristais apresentam textura idioblástica a subidioblástica. A

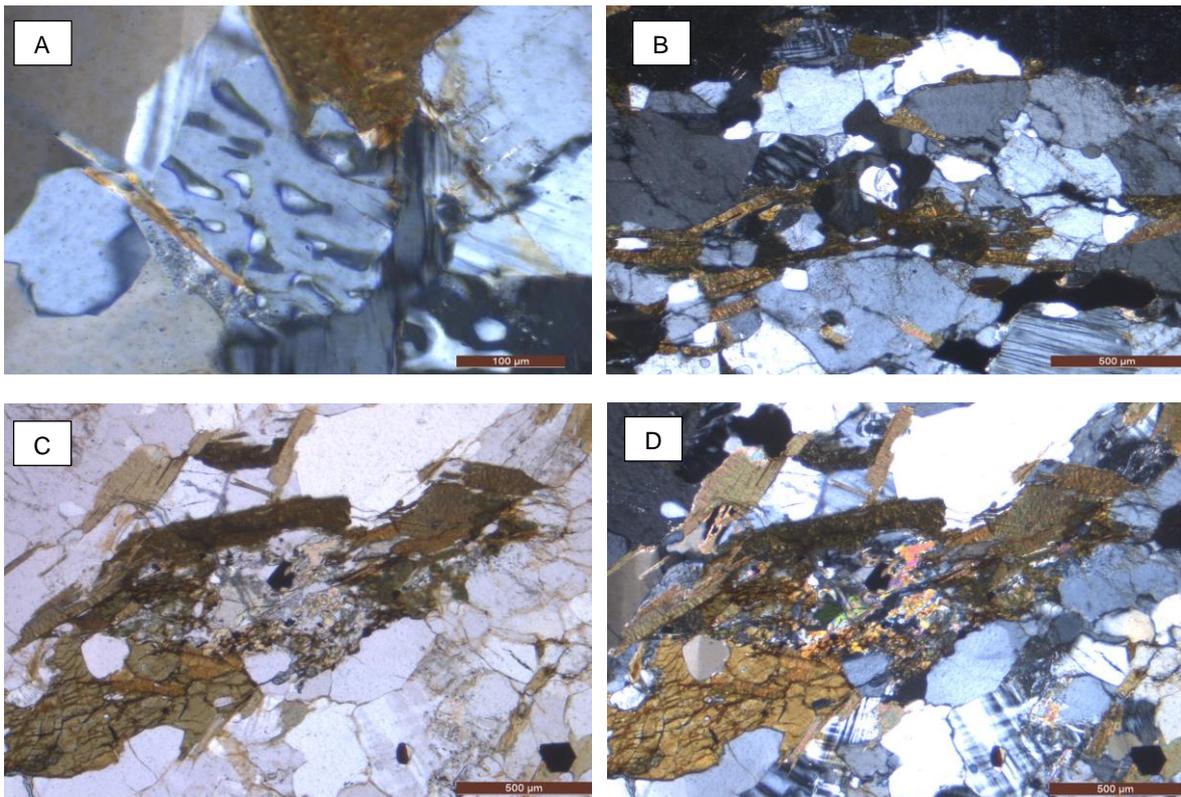
granulação é variante com grãos finos a grossos. O contato entre os grãos é irregular (Figura 12a).

O quartzo possui granulação fina a grossa com forma idioblástica a sub-idioblástica. Apresenta extinção ondulante.

A biotita ocorre na forma de lamelas de granulação fina a média. Apresenta textura lepidoblástica (Figura 12b). Em luz natural exibe cor verde com pleocroísmo verde-claro a marrom.

Os feldspatos potássicos são o microclínio e ortoclásio. O plagioclásio é representado pelo oligoclásio. Possuem granulação fina a grossa com forma idioblástica a sub-idioblástica. Apresentam saussuritização. Em alguns grãos nota-se a presença de muscovita.

A hornblenda ocorre em menor proporção. Exibe a textura nematoblástica encontrando-se em reação com a biotita (Figura 12c e d). Em algumas porções da lâmina ocorre isolada.



**Figura 12:** Aspectos microscópico da rocha. a) imagem em luz polarizada de textura mimerquítica em lâmina; b) textura lepidoblástica dos grãos de biotita; c) e d) grão de hornblenda atrelada a biotita em luz natural e polarizada, respectivamente.

#### 4.1.3 Biotita hornblenda tonalito gnaiss

Essa subunidade ocorre com maior expressão na porção sudeste da área, entretanto, não se limita a essa localização. As rochas aparecem expostas na forma de lajedos de proporções métricas, muitas vezes inseridos nas drenagens. Quando não intemperizadas, apresentam cor cinza, com granulação média e bandamento composicional. É composta por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio (Figura 13). Os feldspatos alcalinos ocorrem de forma incipiente.



**Figura 13:** Amostra de mão onde é possível observar os grãos de anfibólio presente nas rochas dessa subunidade.

Injeções de quartzo, pegmatitos e anfibolitos ocorrem concordantes com a foliação. Em alguns afloramentos os anfibolitos aparecem na forma de *boudins*. Outra característica marcante é a presença de enclaves de rocha de coloração cinza-avermelhada, composta por granada e diopsídio, epidoto e quartzo.

Microscopicamente uma amostra representativa exhibe plagioclásio (55%) (oligoclásio), feldspato potássico (3%), quartzo (25%), biotita (6%), hornblenda (8%) como minerais principais. A apatita, zircão, ilmenita, titanita e rutilo ocorrem como minerais acessórios (3%).

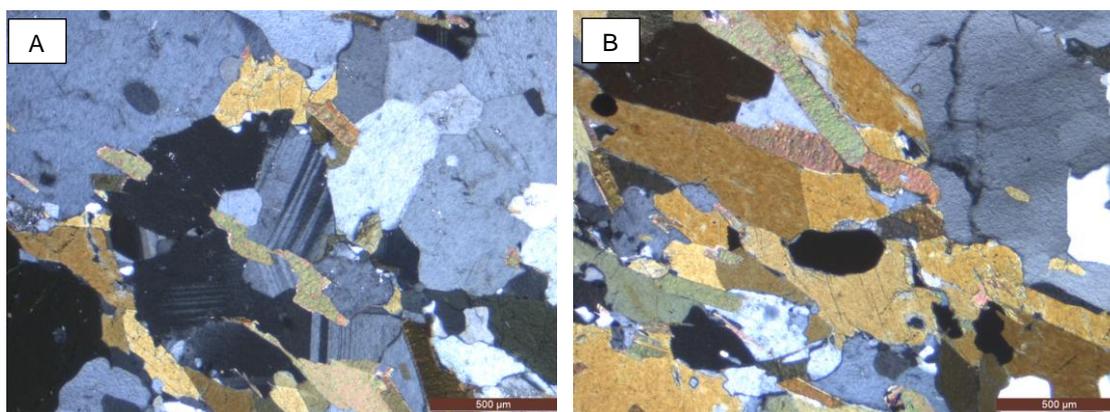
O arranjo dos minerais é granoblástico, com contatos poligonais (Figura 14a). A granulação varia entre média a grossa.

Os grãos de quartzo são idioblásticos a sub-idioblásticos, apresentam extinção ondulante.

A biotita tem granulação fina a média, com pleocroísmo variante entre verde e marrom. A textura lepidoblástica é definida pela orientação dos grãos. Ocorre como borda de reação na hornblenda. A textura nematoblástica é definida pela hornblenda (Figura 14b).

Os grãos de plagioclásio apresentam saussuritização, em algumas porções da lâmina a alteração se dá de forma mais pronunciada.

Os minerais opacos ocorrem associados a foliação.



**Figura 14:** Imagens microscópicas em luz polarizada em lâmina da subunidade. a) visão geral da lâmina; b) textura nematoblástica dos grãos de hornblenda.

#### 4.1.4 Biotita hornblenda granodiorito gnaiss

Essa subunidade aflora em diversos pontos do complexo. As rochas aparecem expostas na forma de lajedos de proporções métricas.

Apresentam cor cinza, com granulação média e bandamento composicional. É composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio (Figura 15).

Microscopicamente uma amostra representativa exhibe quartzo (25%), plagioclásio (35%) (oligoclásio), feldspato potássico (15%), biotita (12%), hornblenda (8%) como minerais principais. A apatita, zircão, ilmenita, titanita e rutilo ocorrem como minerais acessórios e perfazem 5%.



**Figura 15:** Aspectos macroscópicos do biotita hornblenda granodiorito gnaiss. A) amostra de mão e B) forma de ocorrência no campo.

## 4.2 GNAISSES MILONÍTICOS

Esta unidade aflora na porção oeste e sudoeste e cobre 10% da área mapeada. É composta por Biotita hornblenda granodiorito gnaisses, por vezes milonitizados. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos métricos (Figura 16a e b) com melhor exposição nas drenagens.



**Figura 16:** Formas de ocorrência do Gnaiss Milonítico em campo. a) e b) corpos tabulares com foliação bem marcada ocorrem a oeste e sudoeste da área.

As rochas apresentam coloração cinza a cinza escuro com granulação média a grossa e assembleia definida por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e anfibólio. A foliação é cortada por intrusões pegmatíticas quartzo-feldspáticas e bolsões de feldspato, o que confere aos afloramentos aspecto migmatítico (Figura 17).

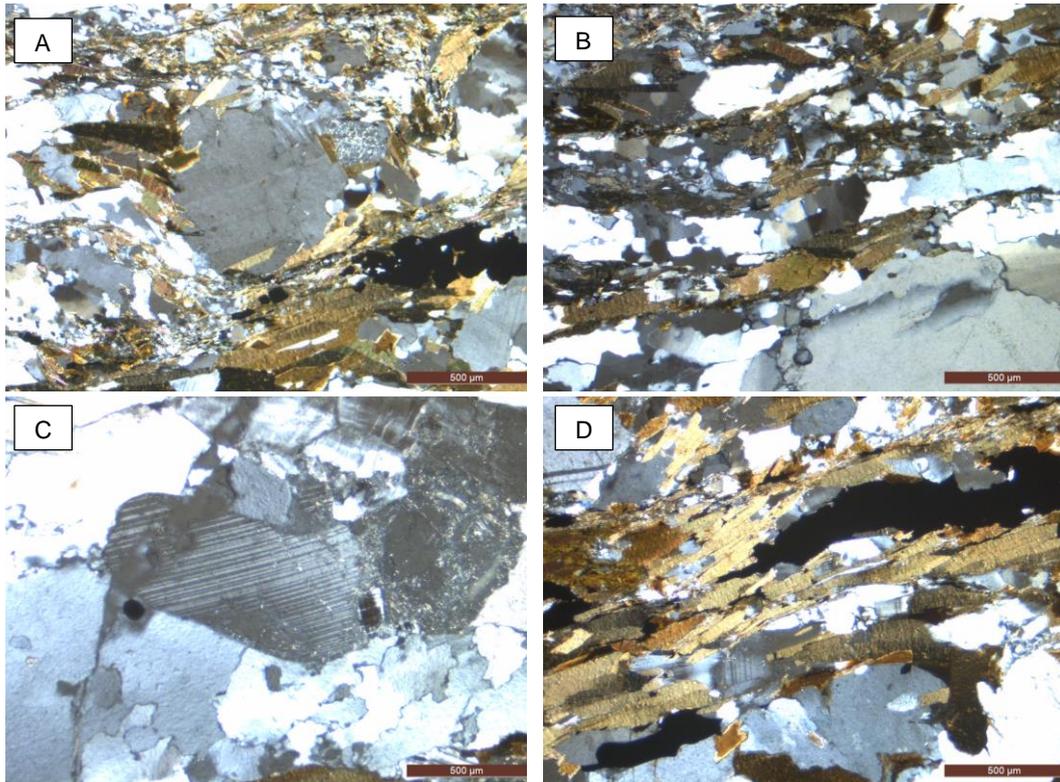


**Figura 17:** Amostra de mão da unidade mapeada, apresentando bolsões quartzo-feldspáticos e aspecto migmatítico.

Microscopicamente é composto por quartzo (25%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (35%), biotita (15%) e hornblenda (6%) como fases principais. As fases acessórias são formadas por zircão e apatita (5%). Como mineral secundário é possível observar a sericita. Apresenta textura lepidoblástica atribuída à biotita e nematoblástica relacionada aos anfibólios.

No quartzo a granulação é média a grossa. Apresenta extinção ondulante e microgrão. Em algumas porções os grãos encontram-se cominuídos. O contato é serrilhado.

Os feldspatos tem grãos médios a grossos, idioblásticos a subidioblásticos. Observa-se porfiroclastos rotacionados envolvidos por foliação de biotita e quartzo fitado. Os cristais apresentam variação na taxa de alteração sericítica e saussuritização. Apresentam macla deformada.



**Figura 18:** Aspectos microscópios do gnaiss milonítico. A) porfiroclasto em meio a foliação; B) quartzo fitado; C) deformação em macla em plagioclásio; e D) foliação intergranular.

### 4.3 COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

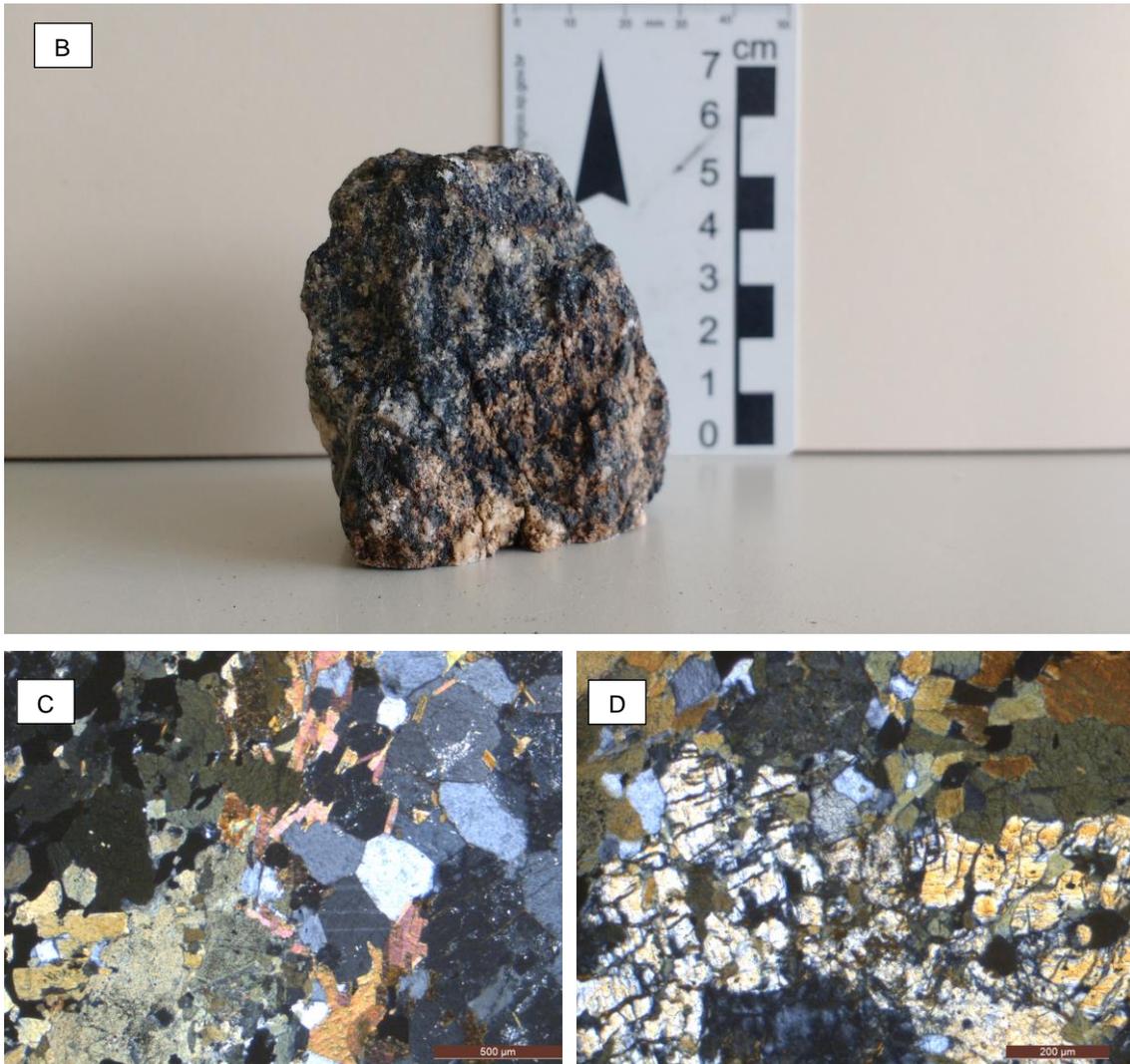
Essa unidade se distribui por toda a área de estudo e é composta por dioritos, diques toleíticos e noríticos além de anfibolitos. Os dioritos afloram na forma de enclaves decimétricos associados aos biotita hornblenda granodioritos gnaiss do Complexo GGT. Os diques toleíticos e noríticos possuem direções que variam entre NW-SE, N-S e NE-SW. Ocorre também um corpo norítico alongado de direção N-S que recobre a porção leste da área (ver ANEXO 2). Os anfibolitos são encontrados como *boudins* nos gnaisses e pontualmente como blocos. Localmente afloram na forma de diques de direção NW-SE.

Abaixo serão descritas apenas as feições macroscópicas das rochas mapeadas. Apenas os dioritos apresentam descrição macro e microscópicas.

#### 4.3.1 Diorito

Os dioritos afloram na forma de corpos de dimensões decimétricas em contato indefinido com a intrusão norítica. Sua ocorrência é mais abundante na porção nordeste da área. A rocha apresenta granulação grossa com estrutura maculada (Figura 19a e b). É composta por plagioclásio, hornblenda com ocorrências de quartzo, biotita e augita. Em lâmina apresenta textura equigranular com grãos de granulação fina a grossa (Figura 19c e d). A granulação fina é definida pelo quartzo, biotita e piroxênio. O plagioclásio tem granulação média a grossa, apresenta contatos poligonais e encontra-se alterado pela sericita. A hornblenda tem granulação grossa com bordas alteradas para biotita.





**Figura 19:** Aspectos macroscópicos e petrográficos da rocha diorítica. A) forma de ocorrência em afloramento; B) amostra de mão; C) visão geral da lâmina; D) presença do mineral augita em algumas partes.

#### 4.3.2 Norito

O norito é caracterizado como uma intrusão alongada de aproximadamente 5 km, com maior eixo segundo a direção N-S que corta o Complexo GGT na porção leste da área (Figura 20). Em pontos dispersos a centro-norte ocorrem na forma de diques com direção preferencial NW-SE e N-S. Apresenta coloração cinza esverdeado decorrente da composição mineralógica formada por plagioclásio, ortopiroxênio e anfibólios (hornblenda), que ocorrem em menor proporção.



**Figura 20:** Forma de ocorrência em campo do norito. Aflora em forma de corpos tabulares fraturados.

#### *4.3.3 Diques toleíticos*

Os Diques toleíticos aparecem em todas as porções da área. Sua direção preferencial é NE-SW com variações para N-S e NW-SE. A rocha aflora na forma de grandes corpos tabulares fraturados que cortam a foliação do Complexo GGT ou como blocos decimétricos arredondados. A mineralogia é composta por piroxênio e plagioclásio com cristais de granulação fina e coloração cinza escuro. A partir dos diques toleíticos é possível estabelecer uma relação cronológica, uma vez que essas rochas cortam os diques noríticos (Figura 21).



**Figura 21:** Forma de ocorrência em campo, onde se pode estabelecer idades relativas

#### *4.3.4 Diques anfíbolíticos*

Esses corpos aparecem em menor proporção, com ocorrência predominante no centro da área. Apresentam-se como blocos de dimensões métricas que afloram em porções mais elevadas em relação a drenagem (Figura 22). Alguns corpos encontram-se recortados por injeções de quartzo. Composicionalmente é formado por anfíbólio (hornblenda) e plagioclásio e em todos os pontos ocorre foliado.



**Figura 22:** Aspectos do afloramento dos diques anfibolíticos. Ocorrem como blocos de dimensões métricas principalmente dentro de drenagens.

## 5. METAMORFISMO

Neste capítulo serão abordadas as características metamórficas predominantes na área, com base na paragênese, texturas, reações entre minerais e classificação de fácies metamórficas.

### 5.1 ASPECTOS METAMÓRFICOS

Na área de estudo a paragênese mineral nos gnaisses é representada pelo quartzo + plagioclásio + feldspato alcalino + hornblenda + biotita e indica que as rochas da área foram submetidas a metamorfismo em fácies anfibólito. Essa associação mineral é observada nos gnaisses mapeados e confirmada a partir de observações em lâmina.

Em campo é possível observar a presença de anfibólio e biotita como minerais índices do pico metamórfico. A proporção de hornblenda nas rochas mapeadas varia conforme se avança em direção a Faixa Caldeirão, que bordejando o Bloco Uauá a oeste.

A leste da área a hornblenda aparece de maneira pouco pronunciada. Em lâmina observa-se alinhada segundo a foliação ou dispersa na forma de grãos finos. Conforme se avança para oeste da área, passa a aumentar a quantidade de hornblenda nas amostras coletadas, com aumento da granulação, tornando-se mais grossa. Na unidade definida como gnaiss milonítico, a hornblenda alcança sua maior expressão em termos quantitativos.

Outra característica que revela o metamorfismo de médio grau que atuou na área, é o bandamento gnáissico com porções migmatíticas (Figura 23 a e b), que se torna mais pronunciado conforme se avança em direção a Faixa Caldeirão.

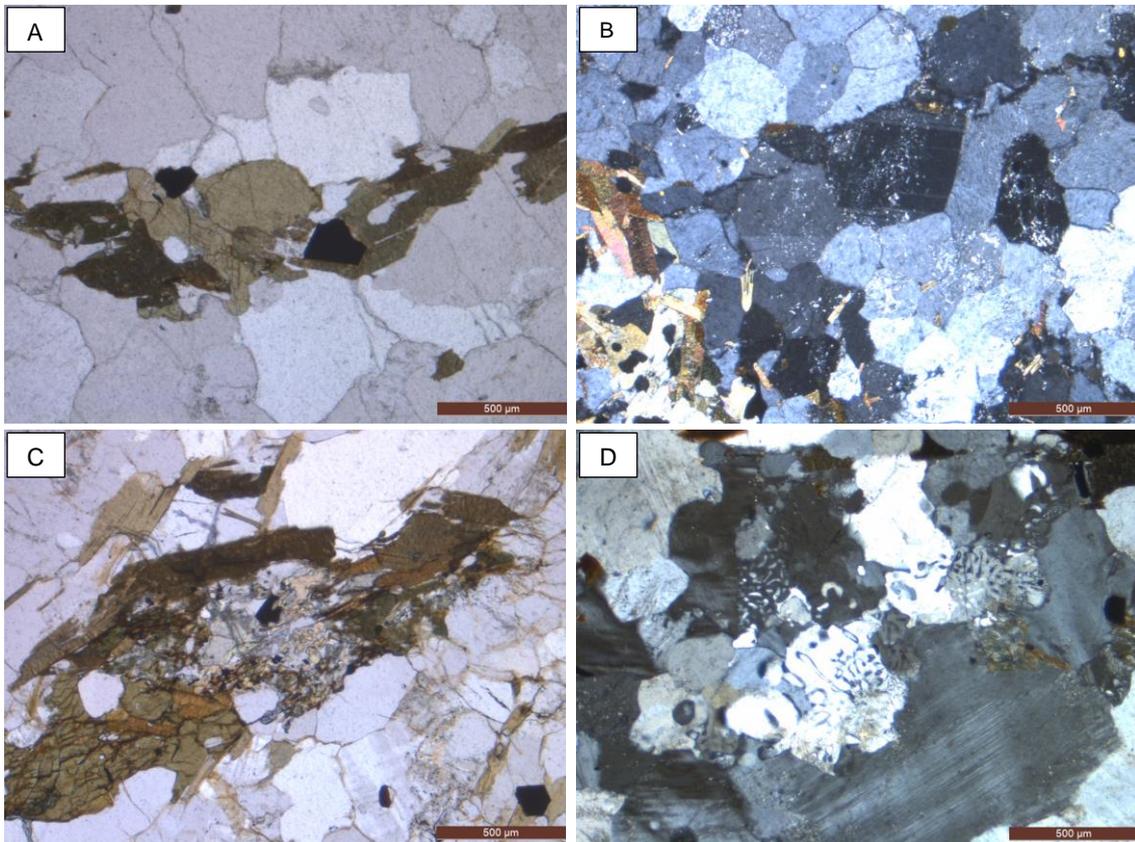


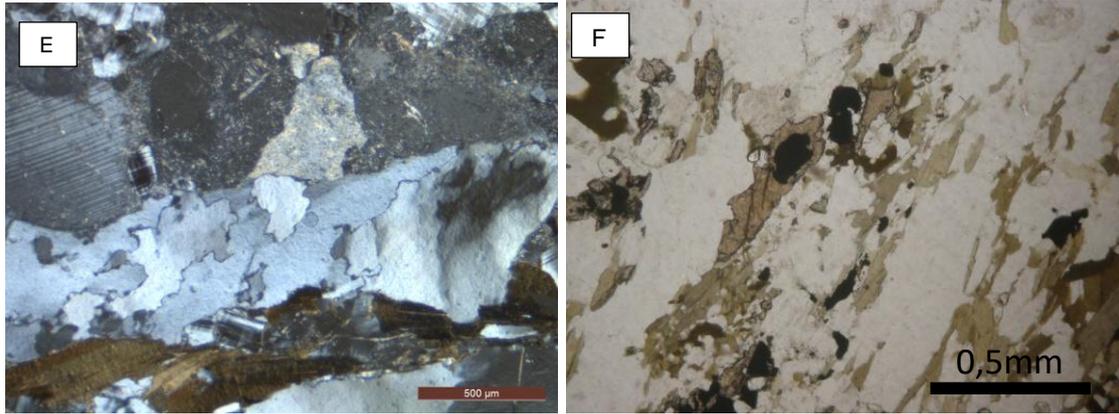
**Figura 23:** Feições de metamorfismo presente nos afloramentos da área de mapeamento, como as porções migmatíticas (A), e os bandamentos gnáissicos (B).

Em lâmina delgada observam-se diversas feições metamórficas. De maneira geral, as lâminas apresentam textura granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica. A textura lepidoblástica é definida pela biotita. Os anfibólios apresentam alguma orientação quando isolados ou acompanham a foliação principal.

Nos grãos de quartzo a extinção ondulante aparece em todas as lâminas, nas porções mais próximas a zona de cisalhamento ocorre na forma de *ribbons*. O quartzo também pode aparecer como textura de intercrescimento e apresentar contato serrilhado.

As principais reações observadas são: a alteração sericítica pervasiva e fissural e saussuritização, ambas nos grãos de feldspato, que evidenciam a percolação de fluidos metamórficos. Bordas de reação são vistas na hornblenda, alterando-se para biotita, que pode representar um re-equilíbrio na fácies anfibolito..A alteração de titanita para ilmenita e pode ser representada pela reação  $\text{titanita} + \text{biotita} \leftrightarrow \text{ilmenita}$ .





**Figura 24:** Aspectos petrográficos que mostram texturas de metamorfismo. A) borda de alteração de hornblenda para biotita; B) textura granoblástica com contatos poligonais entre os grãos; C) alteração de um grão de hornblenda para biotita D) textura gráfica em grão de quartzo; E) contato serrilhado e extinção ondulante de quartzo; e F) reação de alteração entre titanita e ilmenita.

## 6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este capítulo faz a descrição de lineamentos extraídos de imagens de satélite e dados coletados em campo como foliação, lineação e indicadores cinemáticos.

No Bloco Serrinha a evolução tectônica é observada em três principais fases de deformação. A primeira fase é caracterizada como compressiva, identificada pela foliação sub-horizontal com orientação a W-E (Chauvet *et al* 1997). Essa foliação encontra-se paralelizada com o bandamento composicional primário e é interpretada como resultado do forte encurtamento crustal de direção NW-SE (Chauvet *et al* 1997). Tal encurtamento seria responsável pela estruturação de falhas reversas com vergência para SE, NW e W. Essa deformação é atribuída a etapa inicial da colisão entre o Bloco Serrinha e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Chauvet 2007).

A segunda fase deformacional, progressiva, destaca-se pelo desenvolvimento de dobras sinclinais e anticlinais com eixos N-S e acentuada foliação vertical, além de corpos plutônicos alongados N-S com idade aproximada de 2080 Ga (Chauvet *et al.* 1997). O retrabalhamento da foliação possibilitou a formação de zonas de cisalhamento com cinemática sinistral (Barbosa & Sabaté 2004).

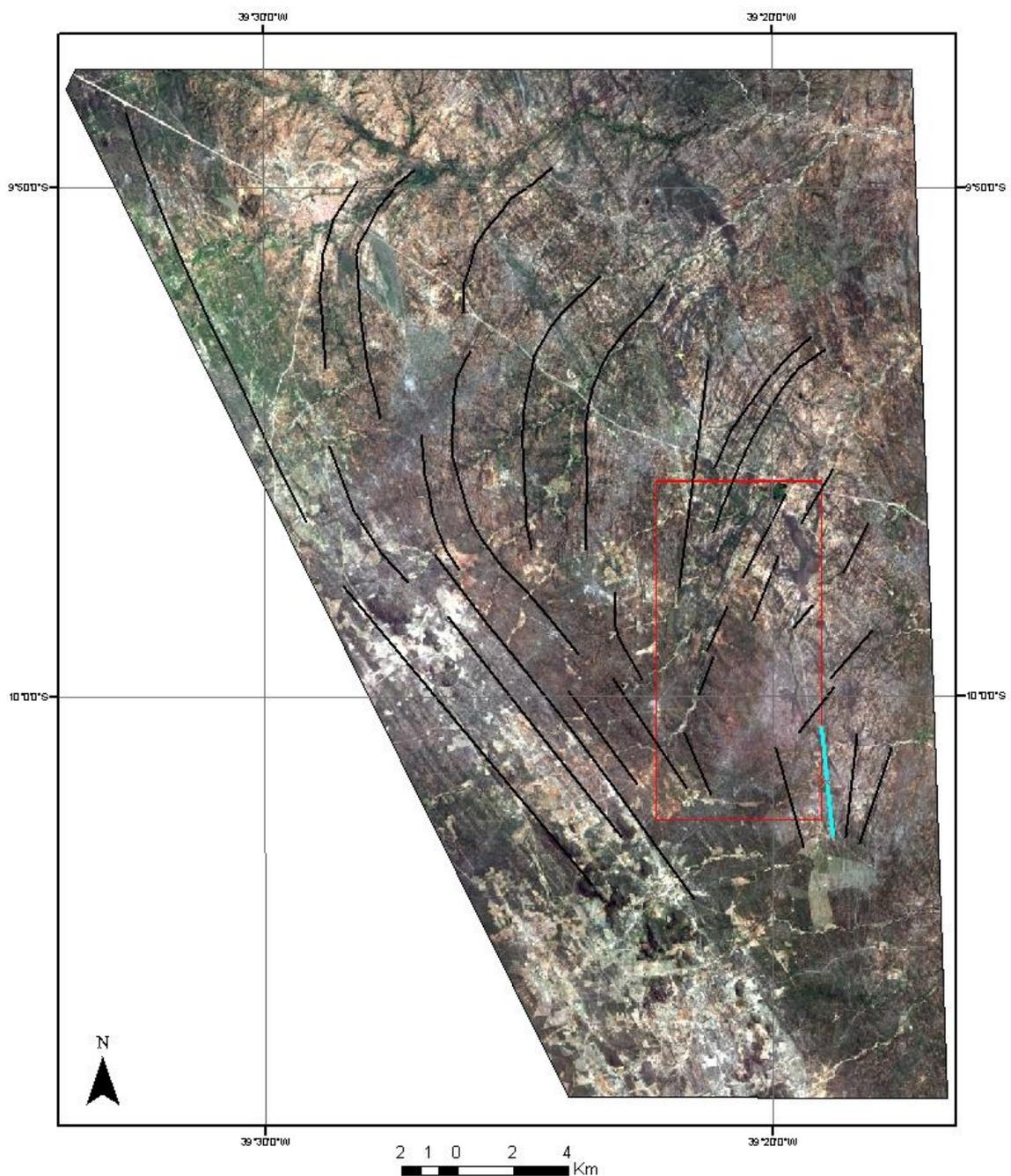
Oliveira *et al.* (2010) propõem que o Bloco Uauá é limitado por tais zonas de cisalhamento, deslocando-se de sul para norte durante a colisão Paleoproterozoica. Essa colisão pode ser classificada como a terceira fase de deformação, responsável pela formação da Faixa Caldeirão.

### 6.1 LINEAMENTOS

Para melhor compreensão da estruturação regional, foi realizada a extração dos principais lineamentos utilizando-se imagens do satélite Landsat OLI8 (Figura 25). A combinação R4G3B2 (cor real) permitiu a visualização das principais estruturas e a comparação com os dados observados em campo.

Os lineamentos distribuem-se preferencialmente na direção NW-SE, entretanto, na porção norte da área varia para N-S e NE-SW. Em campo foi possível reconhecer que parte das variações observadas nas imagens de

satélite são associadas a diques máficos de composição toleítica, além da ocorrência de corpos anfibolíticos.



**Figura 25:** Fotointerpretação dos lineamentos em escala regional. Em vermelho a área mapeada.

## 6.2 FOLIAÇÃO E LINEAÇÃO

Em campo foram extraídas medidas da foliação e lineação de estiramento mineral. As rochas da área mapeada apresentam-se deformadas, com foliação predominante segundo a direção NW-SE e mergulhos que variam de inclinados a verticais.

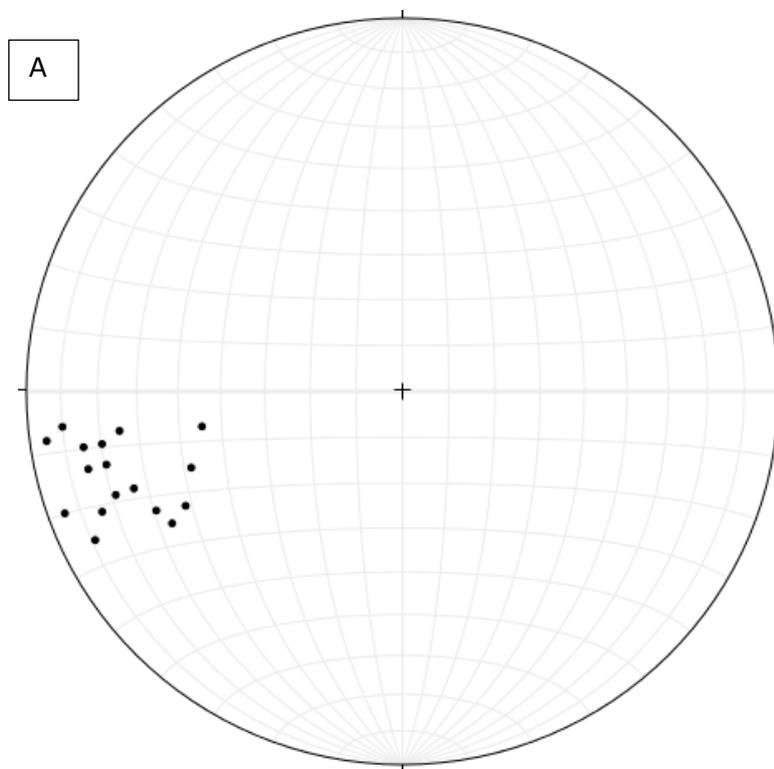
Para oeste, próximo a Faixa Caldeirão, as rochas apresentam foliação milonítica e lineações de estiramento mineral. A foliação nessa porção possui direção preferencial NW-SE, com mergulhos que variam entre 65°-80° para NE. A lineação de estiramento apresenta mergulho em torno de 10° para SE e é observada nos grãos de quartzo estirado (Figura 26a). Nota-se que injeções e bolsões quartzo-feldspáticos ocorrem associados à foliação, conferindo o aspecto migmatítico. Pontualmente as injeções cortam a foliação. Em alguns afloramentos ocorrem dobras intrafoliais decimétricas (Figura 26b).

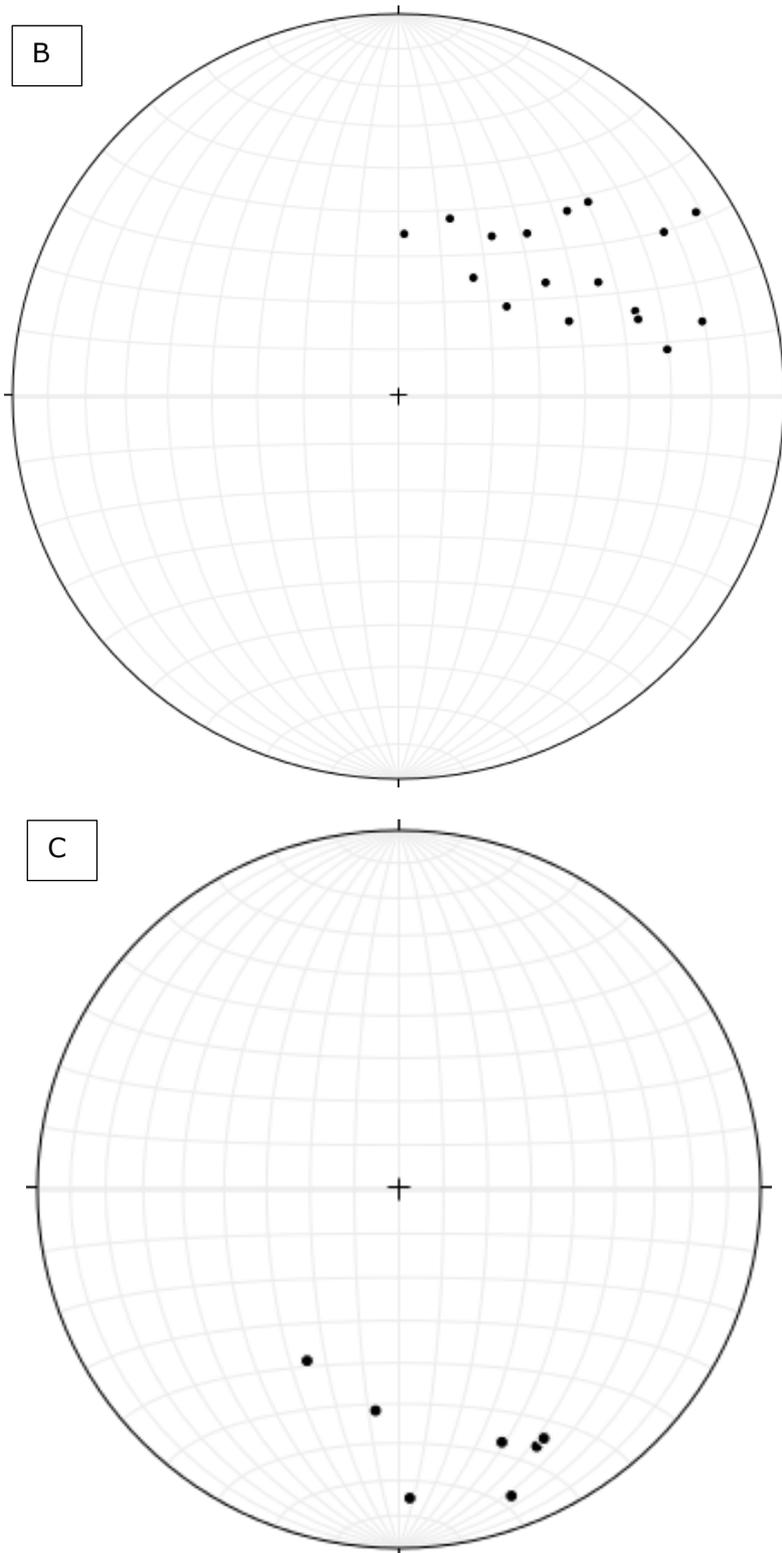
Na porção central a foliação mantém o *trend* regional NW-SE com mergulhos entre 70°-80° para NE, entretanto, quando se adentra para a porção leste, o mergulho inverte-se e passa a ser entre 65°-80° para SW, mantendo-se assim até o limite oriental da área mapeada.





**Figura 26:** Afloramento com estruturas de foliação e lineação. A) estirramento mineral no afloramento; B) dobras intrafoliais.





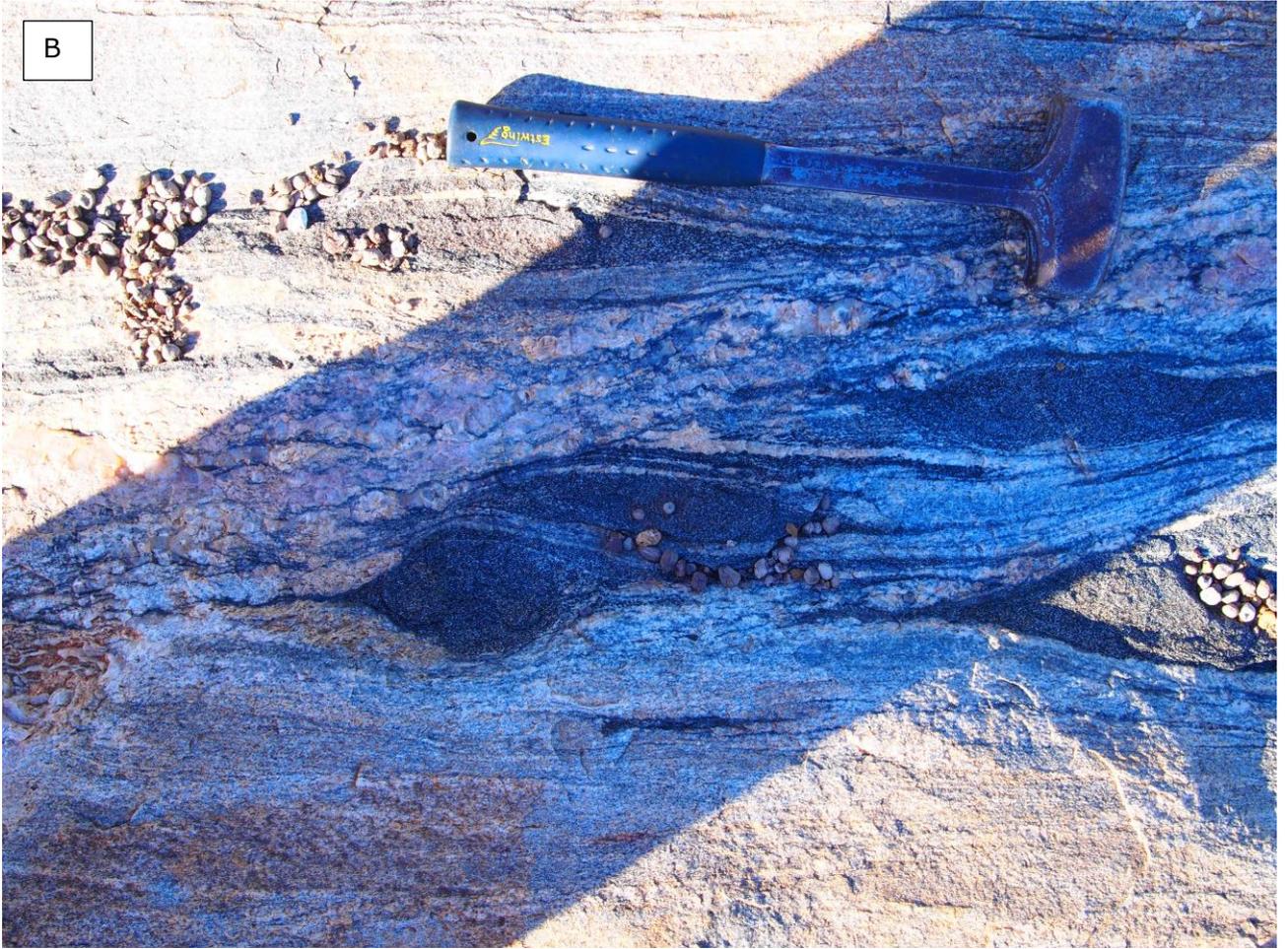
**Figura 27:** Diagrama Wulff das foliações e lineações. A) polos das foliações da porção oeste da área; B) polos das foliações da porção leste da área; e C) lineações.

### 6.3 INDICADORES CINEMÁTICOS

A deformação milonítica, descrita na porção oeste da área, é evidenciada por porfiroclastos de feldspato com forma assimétrica e rotacionados, que indicam movimentação sinistral. Esses porfiroclastos são contornados por níveis de biotita e por fitados de quartzo (Figura 28a).

Em toda a área são observados *boudins* de geometria variante. Alguns apresentam-se assimétricos com sentido do movimento para NW-SE. Contudo, a conclusão do movimento dos *boudins* (Figura 28b) necessita de maior aprofundamento estatístico, uma vez que em alguns afloramentos apresentam interpretações dúbias.





**Figura 28:** Indicadores cinemáticos. A) porfiroclastos rotacionados; B) *boudins*.

## 7. DISCUSSÃO

Os terrenos arqueanos do estado da Bahia tem sido alvo de estudos geológicos sistemáticos devido a descoberta de rochas que podem evidenciar as condições de pressão e temperatura em tempos pretéritos.

Dentro desse contexto encontra-se o Uauá. Caracterizado como uma área alongada na direção N-S com variações de litotipos e estruturação ao longo de sua extensão. Para Oliveira (2002, 2004, 2010) o Bloco Uauá é alóctone, tendo sido deslocado de sul para norte durante a tectônica que gerou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, aglutinando-se na porção oriental do Bloco Serrinha.

Inserida na porção centro-sul do Bloco Uauá, a área mapeada apresenta-se na forma de um retângulo com as maiores arestas na direção N-S e 100 km<sup>2</sup> de extensão. O mapeamento geológico foi realizado em escala 1:50.000 obtendo-se um total de 129 pontos, os quais foram descritos os aspectos estruturais e mineralógicos.

Os dados coletados foram tratados e integrados com análises petrográficas, o que permitiu individualizar quatro unidades: Complexo Granítico Granodiorítico Tonalítico (GGT), Complexo Máfico-Ultramáfico, Gnaiss Milonítico e Granitoide.

O Complexo GGT pode ser subdividido em quatro litotipos: Biotita granito, Biotita granito com anfibólio, Biotita hornblenda gnaiss com composição que varia entre granodiorítica a tonalítica.

Tanto em campo como em imagens de satélite, a unidade apresentou dificuldades de diferenciação entre os limites. As rochas em grande parte apresentam-se alteradas e a gradação dos corpos não segue um padrão organizado. Em pontos muito próximos pode se verificar variação composicional.

As rochas próximas da Zona de Cisalhamento Caldeirão apresentam composição similar aos granodioritos gnaisses do Complexo GGT, entretanto, suas feições miloníticas ficam evidentes nas lâminas delgadas. Em alguns afloramentos as rochas apresentam bolsões quartzo-feldspáticos, o que confere aspecto migmatítico às rochas.

O complexo Máfico-Ultramáfico é dividido em dioritos, noritos, toleítos e anfibolitos. Essas rochas apresentam-se na forma de diques máficos ou *boudins*.

O corpo granitóide observado na porção noroeste da área foi diferenciado

por conta da sua variação composicional e textura.

Por toda a área as rochas apresentam deformação. Essa é evidenciada pelo bandamento gnáissico presente em praticamente todos os litotipos. A exceção são porções graníticas que demonstram foliação incipiente ou mesmo isotrópicos. De forma geral, as rochas estão estruturadas segundo a direção NW-SE, com variação apenas nos corpos máficos que podem apresentar direção N-S ou NE-SW.

A oeste da área, as rochas possuem feições miloníticas e em alguns casos aspectos migmatíticos. Essas feições de deformação e fusão são atribuídas a influência da Faixa Caldeirão, situada a extremo oeste da área mapeada. Oliveira *et al.* (2010) interpretam que esse cinturão pode estar relacionado a terceira fase de deformação que atuou no Bloco Serrinha.

Indicadores cinemáticos observados nas rochas dessa porção sugerem que o bloco movimentou-se de sul para norte. Datações das rochas próximas do cinturão forneceram idades de 2080 Ga, que assemelham-se as deformações e metamorfismo regional, de idade paleoproterozoica e ligadas a formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça.

Os diques máficos também são importantes para a interpretação da área, uma vez que os enxames estão concentrados apenas na região do Bloco Uauá. Estudos detalhados mostraram que os enxames são diferenciados em duas gerações. O mais antigo, de composição norítica tem direção NW-SE e apresenta-se indeformado.

O segundo enxame é formado por diques mais novos, de composição toleítica e não apresentam deformação. Todavia, próximo à Faixa Caldeirão os diques estão paralelizados a foliação e re-equilibrados na fácies anfíbolito, similar às rochas encaixantes

Com base nas análises petrográficas, pode-se observar que a área foi submetida a condições metamórficas em fácies anfíbolito e apresenta paragênese mineral formada por:

hornblenda + feldspato potássico + plagioclásio + biotita + quartzo

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, AZIZ NACIB. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. Vol. 20. Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1970.

ALMEIDA F. F. M., 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1., 1979, Salvador. Anais... Salvador: SBG-Núcleo da Bahia: CPM, 1981. parte I, p. 1-10.

ALMEIDA, FFM de. "O cráton do São Francisco." *Brazilian Journal of Geology* 7.4 (1977): 349-364.

BARBOSA J.S.F., SABATÉ P., 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (1-suplemento): 7-14.

BARBOSA, J.S.F., SABATÉ, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133, 1–27.

BARBOSA, JOHILDO SALOMÃO FIGUEIREDO, AND PIERRE SABATÉ. "Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features." *Precambrian Research* 133.1 (2004): 1-27.

BARBOSA, JOHILDO SALOMÃO FIGUEIREDO, AND PIERRE SABATÉ. "Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia." (2003).

BASTOS LEAL, L.R., TEIXEIRA W., PICCIRILLO E.M., MENEZES LEAL A.B., GIRARDI V.A.V., 1994. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochimica Brasiliensis* 8, 99–114.

CHAUVET A., GUERROT C., ALVES DA SILVA F.C., FAURE M., 1997. Géochronologie  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des granites paléoprotérozoïques de

la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris II 324: 293-300.

CORDANI U.G., SATO, K., NUTMAN, A., 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. Proceedings II South American Symposium on Isotope Geology, pp. 27–30.

D'EL-REY SILVA L. J. H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 453-470.

DAVISON, I., TEIXEIRA, J. B. G., SILVA, M. G., ROCHA NETO, M. B. & MATOS, F. M. V. 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, 42, 1–17.

JORDAN, H., 1972. Die Minas-Gruppe in Nordost-Bahia, Brasilien. *Geologische Rundschau* 61, 441–469.

KÖPPEN, WILLIAM. "Climatologia. México." *Fundo de Cultura Econômica* (1948).

LEAL L. R. B.; TEIXEIRA W.; PICCIRILLO E. M.; LEAL A. B. MENEZES; GIRARDI V. A. V., 1994. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar do Enxame de Diques Maficos de Uauá, Bahia-Brasil. *Geochimica Brasiliensis* 8, 99-114.

MARINHO, MOACYR M., JOHILDO SF BARBOSA, AND PHILIPP VIDAL. "O embasamento do Cráton do São Francisco no sudeste da Bahia: revisão geocronológica." *SBG-Núcleo Bahia Sergipe, Simp. Cráton do São Francisco 2* (1993): 12-16.

MOUGEOT, R., RESPAUT, J.P., LEDRU, P., MILESI, J.P., JOHAN, V., 1996. U–Pb geochronological constraints for the evolution of the Paleoproterozoic Jacobina auriferous basin (São Francisco Province, Bahia, Brazil). *Proceedings XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador- Bahia, Brazil, vol. 6, pp. 582–584.*

OLIVEIRA E.P., CARVALHO M.J., MCNAUGHTON N.J., 2004. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP, Série Científica*. 4:41-53

OLIVEIRA E.P., MELLO E.F., MACNAUGHTON N.J., 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador–Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 284–298.

OLIVEIRA E.P., SOUZA Z.S., CORRÊA GOMES L.C., 2000. U–Pb dating of deformed mafic dyke and host gneiss: implications for understanding reworking processes on the western margin of the Archaean Uauá block, NE São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 149–152.

OLIVEIRA, E. P., N. J. MCNAUGHTON, AND RICHARD ARMSTRONG. "Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil." *Geological Society, London, Special Publications* 338.1 (2010): 263-286.

OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., 2010. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 338, pp. 263–286.

OLIVEIRA, E.P., SILVEIRA, E.M., SÖDERLUND U., ERNST R.E., 2013. U–Pb ages and geochemistry of mafic dyke swarms from the Uauá Block, São Francisco Craton, Brazil: LIPs remnants relevant for Late Archaean break-up of a supercraton. *Lithos*, 174, 308-322.

OLIVEIRA, E.P., SOUZA, Z.S., MCNAUGHTON, N.J., LAFON, J.M., COSTA, F.G., FIGUEIREDO, A.M., 2011. The Rio Capim volcanic–plutonic–sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic

evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. *Gondwana Research* 19, 735–750.

PAIXÃO, M.A., OLIVEIRA, E.P., 1998. The Lagoa da Vaca Complex: an Archean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 201–208.