

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE ROCHAS
INTRUSIVAS E DE EMBASAMENTO NA REGIÃO DO VALE
DO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA**

**CARLOS JOSÉ SOBRINHO DA
SILVEIRA**

ORIENTADOR– Prof. Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA–Profa. Dra. Juliana Charão Marques

Volume I

Porto Alegre – 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE ROCHAS
INTRUSIVAS E DE EMBASAMENTO NA REGIÃO DO VALE
DO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA**

**CARLOS JOSÉ SOBRINHO DA
SILVEIRA**

ORIENTADOR – Prof. Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADORA – Profa. Dra. Juliana Charão Marques

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

Profa. Dr^a Gênova Maria Pulz, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

Profa. Dr^a Maria Luiza Corrêa da Câmara Rosa, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silveira, Carlos José Sobrinho da
Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de
embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton São Francisco,
Bahia . / Carlos José Sobrinho da Silveira. - Porto Alegre:
IGEO/UFRGS, 2015.
[98 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do
Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): José Carlos Frantz
Coorientador(es): Juliana Charão Marques

1. Geocronologia 2. U-Pb em zircão 3. Complexo Jacurici 4.
Metalogenia I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente aos meus pais Ezequiel e Maria Rosa, irmãos, tios e familiares pelo amor, incentivo, e por acreditarem na minha carreira e me apoiarem desde o colegial, graduação e mestrado.

Aos meus orientadores Prof. Dr. José Carlos Frantz e Prof^a Dra Juliana Charão Marques pela receptividade, ensinamentos, paciência, oportunidades, dedicação, e correções oportunas, me guiando e doando o melhor de si desde as etapas iniciais até a redação final do texto.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo padrão de excelência e ambiente agradável para desenvolvimento desta pesquisa.

À Mineração Vale do Jacurici S/A do grupo FERBASA, especialmente o Eng. José Ronaldo Sobrinho e os geólogos Carlos J. C. de Carvalho, Francisco X. Bezerra, Eraldo B. Cabral, Harlem Henkel S. Cunha, Adriano S. Bellitardo, Almir O. Jr., Kleiton C. Sales, André L. D. Santos e todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira por todo o apoio logístico e técnico fornecido nos trabalhos de campo e na coleta de amostras.

Ao corpo técnico do Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS.

Aos funcionários do Laboratório de Geologia Isotópica – LGI UFRGS.

Ao colegas de sala e do Grupo de Pesquisa da UFRGS : Sigbert, Ronei, Frenzel, Vinicius, João, Marco, Francisco, Diana, Marcela, Vicente, Bruno.

Às minhas ex-orientadoras e amigas da Bahia Joilma e Larissa, pela amizade e incentivo.

À SEG STUDENT CHAPTER UFRGS pelas oportunidades proporcionadas.

Aos professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS.

À Universidade Federal do Oeste da Bahia, a quem devo todos os ensinamentos geológicos da Graduação.

À banca examinadora, que tão prontamente se disponibilizou a avaliar este trabalho com as devidas correções e sugestões.

Às amigas gaúchas por me apoiarem em situações difíceis e pelos vários momentos prazerosos nas noites de Porto Alegre, e aos amigos da Bahia.

A todos que contribuirão de alguma forma para que eu conseguisse fechar mais este capítulo da minha carreira profissional.

RESUMO

O Complexo Jacurici, localizado no NE do Craton São Francisco, hospeda o maior depósito de cromita do Brasil. O Complexo é constituído de várias corpos N-S, possivelmente fragmentos de um único grande sill rompido durante deformação. A idade das rochas hospedeiras é assunto de debate. Alguns trabalhos sugerem que está intruso no Bloco Arqueano Serrinha enquanto outros acreditam que é parte do Cinturão Salvador-Curaçá. Mapeamento está em desenvolvimento pela CPRM e FERBASA. Entretanto, poucos dados geocronológicos estão disponíveis para a área específica onde as rochas máfica-ultramáficas afloram. O terreno é dividido em dois segmentos chamados informalmente de paragnaisses e ortognaisses, o último supostamente mais jovem considerando estar menos deformado. Os ortognaisses ocorrem na parte norte do cinturão. Petrografia revelou que alguns dos paragnaisses são álcali-feldspato granitos fortemente milonitizados. Estes afloram relacionadas às bordas da intrusão máfica-ultramáfica na área de Ipueira. Ainda, os ortognaisses consistem, ao menos em parte, de monzogranitos com deformação de baixa temperatura. Datações de zircão por LAM-MC-ICP-MS foram realizadas para cinco amostras consideradas representativas. Apenas três resultaram em boas idades Concordia: uma rocha máfica, um monzogranito e um álcali-feldspato granito. Uma rocha máfica supostamente do embasamento produziu uma idade de 2102 ± 5 Ma e é petrograficamente similar aos metanorites descritos no Complexo Jacurici. A rocha é interpretada como registro dos primeiros pulsos do magmatismo máfico. O monzogranito gerou uma idade de 2995 ± 15 Ma, sendo mais antigo do que o esperado, relacionado ao Bloco Serrinha. O álcali-feldspato granito produziu uma idade de 2081 ± 3 Ma. O Sienito Itiúba e os pegmatitos que cortam o Complexo Jacurici tem idades semelhantes. Isto mostra uma relação muito estreita entre todas estas rochas. Considerando a falta de informações sobre a seqüência supracrustal que hospeda as rochas alcalinas e máfica-ultramáficas intrusivas nas áreas de Ipueira e Medrado, é possível que parte do terreno pertença ao Cinturão Salvador-Curaçá. Sugerimos que o Complexo Jacurici possa ter sido intrudido após a colagem tectônica entre o Bloco Serrinha e a parte mais antiga do Cinturão Salvador-Curaçá e, portanto, poderia ser hospedado por ambos.

Palavras chave: Geocronologia, U-Pb em zircão, Complexo Jacurici

ABSTRACT

The Jacurici Complex, located in the NE of the São Francisco Craton, hosts the largest chromite deposit of Brazil. The Complex is constituted by several N-S bodies, possible fragments of a single larger sill disrupted during deformation. The age of the host rocks is still debatable. Some works suggest it is intruded on the Serrinha Archean Block while others believe it is part of the Salvador-Curaçá Belt. Mapping is under development by CPRM and FERBASA. Nevertheless, few geochronological data is available for the specific area where the mafic-ultramafic rocks outcrop. The terrain is broadly divided in two segments called informally as paragneisses and orthogneisses, the last is supposed to be younger considering it is less deformed. The orthogneisses occur at the northern part of the belt. Petrography revealed that some of the believed paragneisses are actually an alkali feldspar granite strongly mylonitized. It outcrops closely related to the borders of the mafic-ultramafic intrusion in the Ipueira area. Also, the orthogneisses consist, at least in part, of monzogranites with low temperature deformation. Zircon LAM-MC-ICP-MS dating were performed for five samples considered representative. Just three provided good Concordia ages: one mafic rock, one monzogranite and one alkali feldspar granite. A supposed basement mafic rock produced a 2102 ± 5 Ma age and is petrographically similar to the metanorites described in the Jacurici Complex. The rock is interpreted as the record of the first pulses of mafic magmatism. A monzogranite yields a 2995 ± 15 Ma age, older than expected, related to the Serrinha Block. The alkali feldspar granite yields a 2081 ± 3 Ma age. The Itiúba Syenite, the Jacurici Complex and pegmatites that crosscut the Complex have similar ages. It shows a very close relationship between all these rocks. Considering the lack of information about the supracrustal sequence that hosts the intrusive alkaline and mafic-ultramafic rocks at the Ipueira and the Medrado areas, it is possible that part of the terrain belongs to the Salvador-Curaçá Belt. We suggest that the Jacurici Complex can be intruded after the tectonic amalgamation of the Serrinha Block and the older part of the Salvador-Curaçá Belt and, therefore, could be hosted by both terrains.

Keywords: Geochronology, zircon U-Pb, Jacurici Complex

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo.....	10
Figura 2: Mapa geológico do Craton do São Francisco.....	13
Figura 3: Mapa simplificado do Estado da Bahia mostrando os domínios tectônicos e geocronológicos arqueanos e paleoproterozoicos.....	14
Figura 4 : Mapa Geológico do Bloco Serrinha mostrando o Complexo Santa Luz e o Cinturão Caldeirão.....	17
Figura 5: Posições inferidas para os blocos arqueanos (Blocos Gavião, Jequié, Serrinha, Itabuna-Salvador-Curaçá), antes e depois da colagem/colisão paleoproterozoica.....	22
Figura 6: Mapa geológico da parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, destacando o Complexo Caraíba, Tanque Novo e a Suíte São José do Jacuípe, e também o Augen Granulito Riacho da Onça e rochas granitoides intrusivas.....	23
Figura 7: Mapa geológico da parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá mostrando as unidades meso a neoarqueanas e paleoproterozoicas.....	28
Figura 8: Série de decaimento do ^{238}U para o ^{206}Pb	35
Figura 9 : Série de decaimento do ^{235}U para o ^{207}Pb	35
Figura 10: Diagrama Concórdia de Whetheril (1956).....	36
Figura 11: Exemplo típico de Zonação de zircões magmáticos em imagens de Catodoluminescência.....	39
Figura 12: Feições variadas de xenocristais preservados em núcleos de zircões magmáticos.....	40
Figura 13: Recristalização e cristalização de zircões em rochas metmórficas de alto grau.....	42
Figura 14: Desenho esquemático de um espectrômetro de massa.....	43
Figura 15: Desenho esquemático do ICP-MS NEPTUNE de Finnigan Mat.....	46

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Compilação das idades obtidas para as unidades do Bloco Serrinha.....	19
Tabela 2: Compilação das idades obtidas para a parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.....	29

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	7
1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	8
1.2 APRESENTAÇÃO.....	8
1.3 OBJETIVO	9
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	10
CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES.....	11
2.1 INTRODUÇÃO.....	12
2.2 BLOCO GAVIÃO	15
2.3 BLOCO SERRINHA.....	15
2.4 BLOCO UAUÁ.....	20
2.5 BLOCO JEQUIÉ	21
2.6 CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ.....	21
2.7 CINTURÃO SALVADOR-ESPLANADA	30
CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1 Trabalhos Preliminares	32
3.2 Trabalho de Campo	32
3.3 Estudo Petrográfico	32
3.4 Estudo Geocronológico	32
3.4.1 Princípios de Geocronologia	32
3.4.2O Método U-Pb	34
3.4.3 Zircão.....	37
3.4.4 Preparação das Amostras.....	42
3.4.5Microscopia Eletrônica de Varredura.....	43
3.4.6 LAM-MC-ICP-MS	43
3.5 Integração dos Dados e Elaboração da Dissertação.....	46
CAPÍTULO 4 - REFERÊNCIAS	47
CAPÍTULO 5 – PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA	56
ANEXOS	97
ANEXO A – HISTÓRICO ESCOLAR.....	98
ANEXO B – RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO	99

PREÂMBULO

A dissertação de mestrado refere-se a estudos geocronológicos realizados na região nordeste do Cráton São Francisco. O trabalho foi focado na geocronologia U-Pb de rochas intrusivas e de embasamento do Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici, situado a nordeste do Estado da Bahia. O Complexo constituiu vários corpos na forma de *sill*, representados por dunitos, harzbugitos, websteritos e gabros, intrudidos em rochas metamórficas, cuja descrição abrange desde gnaisses leucocráticos com intercalações de anfibolitos, até serpentina mármores, diopsiditos, metacherts e quartzitos, todos com idades e posicionamento tectônico desconhecidos.

O texto da presente dissertação de mestrado está estruturado conforme normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A dissertação está organizada em cinco capítulos, cuja síntese dos assuntos é resumida a seguir, e dois anexos (Anexo A: Histórico escolar e Anexo B: Relatório de desempenho acadêmico):

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO: Discorre acerca da apresentação dos aspectos geológicos introdutórios em que a área está inserida, e apresenta a temática de estudo, sucedida pelos objetivos que motivaram a pesquisa, encerrando com a localização e acesso à área de estudo;

Capítulo 2 - GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES: Apresenta o contexto geológico regional da área de pesquisa, tendo como base os principais estudos realizados na região, que inclui artigos publicados em periódicos, mapas geológicos, teses, dissertações, relatórios, dentre outros trabalhos relevantes;

Capítulo 3 - MATERIAIS E MÉTODOS: Aborda os materiais e métodos que foram utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa;

Capítulo 4 - REFERÊNCIAS: Disponibiliza a listagem das referências bibliográficas citadas ao longo do texto nos capítulos iniciais 1, 2 e 3;

Capítulo 5 - ARTIGO: Constitui na íntegra do artigo submetido à revista *Brazilian Journal of Geology* como produto do trabalho desenvolvido pelo pós-graduando ao longo do mestrado.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Estrutura da Dissertação

1.2 Apresentação

1.3 Objetivo

1.4 Localização e acesso

1.1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigo submetido em periódico. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa.

b) Artigo submetido ao periódico revista *Brazilian Journal of Geology* como produto do trabalho desenvolvido pelo pós-graduando ao longo do mestrado.

c) Anexos, compreendendo: Histórico escolar e Histórico de Desempenho.

1.2 APRESENTAÇÃO

A área de estudo está situada na porção nordeste do Cráton São Francisco no Estado da Bahia e é conhecida na literatura geológica por hospedar o principal depósito de cromita do Brasil, além de mineralizações de Ni e Cu, ambos associados a intrusivas máficas-ultramáficas que compõem o Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici.

O reconhecimento geológico preliminar da área ocorreu por volta dos anos 70, e foi impulsionado pelas ocorrências de cromita na Fazenda Ipueira e na Fazenda Medrado, ambas no município de Andorinha, quando a Mineração Vale do Jacurici S/A da FERBASA – Companhia Ferro Ligas da Bahia, detentora dos direitos minerários na área, iniciou os programas de exploração mineral nesta região.

Desde então, alguns trabalhos foram realizados na área, em sua maioria visando explicar a mineralização dos corpos máficos ultramáficos ou o contexto tectônico regional. No entanto, a região ainda carece de dados geológicos locais, particularmente referentes ao embasamento onde estas rochas estão inseridas.

Nos últimos anos, duas linhas de pensamento antagônicas buscaram explicar o contexto tectono-estratigráfico em que está inserido o Complexo Máfico Ultramáfico Vale do Jacurici. De um lado Barbosa *et al.* (2003), Barbosa & Sabaté (2003), Misi *et al.* (2012), Barbosa *et al.* (2012), consideram este complexo intrusivo no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, uma unidade geotectônica correspondente às raízes de um orógeno estruturado durante o paleoproterozoico (Barbosa *et al.*, 2003), enquanto outros autores (Teixeira *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2004a, Oliveira

et al., 2004b, Teixeira *et al.*, 2010) posicionam as rochas máficas-ultramáficas do Jacurici nas sequências Arqueanas de médio grau de gnaisses – migmatitos e granito *greenstone belt* do Bloco Serrinha.

Diante da falta de consenso quanto à situação tectono-estratigráfica das rochas máficas-ultramáficas do Vale do Jacurici, e da carência de dados geocronológicos para esta região, este trabalho foi definido para tentar entender melhor as rochas adjacentes aos corpos máfico-ultramáficos mineralizados da região do Vale do Jacurici, particularmente quanto a aspectos geocronológicos. Para este entendimento, definir os tipos litológicos da área e realizar datações sistemáticas U-Pb em zircão torna-se fundamental e irá contribuir para um melhor estabelecimento da evolução geológica e metalogenética da área.

1.3 OBJETIVO

O presente trabalho faz parte de um projeto maior desenvolvido pelo grupo de pesquisa Geologia Isotópica e Química Analítica Aplicada a Recursos Minerais e Energéticos, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O objetivo deste trabalho específico é realizar uma caracterização geocronológica (U-Pb em zircão) e petrográfica das rochas intrusivas e do embasamento imediatamente adjacentes aos corpos máfico-ultramáficos mineralizados da região do Vale do Jacurici, de modo a contribuir com o entendimento destas mineralizações e da evolução geodinâmica da porção nordeste do Cráton São Francisco no Estado da Bahia.

De forma a cumprir com as metas gerais desta dissertação, têm-se os seguintes objetivos específicos:

- (i) Caracterizar petrograficamente as rochas próximas aos corpos máfico-ultramáficos da região Vale do Jacurici segundo sua distribuição espacial;
- (ii) Obter a idade U-Pb das rochas consideradas encaixantes diretas do Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici;
- (iii) Definir, se possível, em qual segmento do Cráton São Francisco está inserido o Distrito Cromitífero do Vale do Jacurici.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na porção nordeste do Estado da Bahia, e situa-se dentro dos municípios de Andorinha e Monte Santo. Compreende parte das Folhas topográficas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V), ocupando cerca de 1500 Km², cuja delimitação é definida pelas coordenadas 39°54'49.74" – 39°38'8.97" longitude WGr e 9°57'01.57" – 10°29'32.63" latitude S (Figura 1).

A cidade mais próxima é Andorinha que dista cerca de 437 Km de Salvador, capital do Estado. Partindo de Salvador, o acesso pode ser feito pela BR-324 sentido Feira de Santana, passando por Tanquinho, Riachão do Jacuípe, Gavião e Capim Grosso. Depois, segue-se pela BR-407 até Senhor do Bonfim com acesso pela rodovia BA- 220, percorrendo 44 km até a área de estudo.

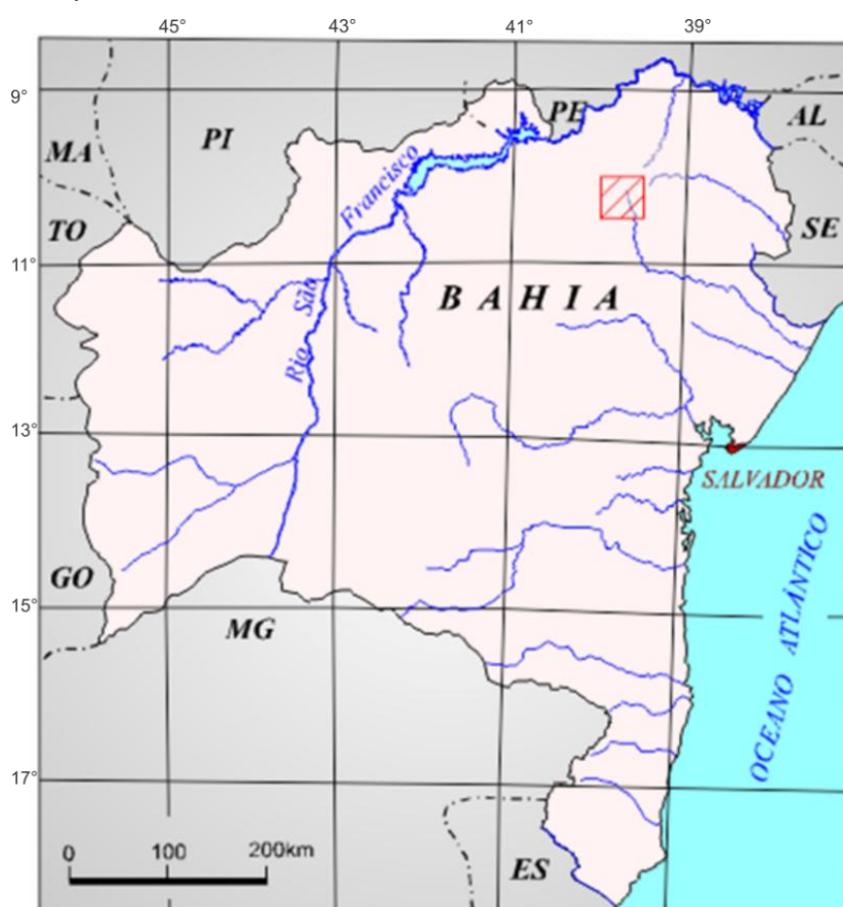


Figura 1 – Localização da área de estudo. Modificado de CPRM (2014).

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

2.1 Introdução

2.2 Bloco Gavião

2.3 Bloco Serrinha

2.4 Bloco Uauá

2.5 Bloco Jequié

2.6 Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá

2.7 Cinturão Salvador-Esplanada

2.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta o contexto geológico regional da área em estudo e versa sobre as principais discussões geotectônicas acerca da porção leste do Cráton São Francisco no Estado da Bahia.

A área de pesquisa está inserida na porção nordeste do Cráton São Francisco (CSF) (Almeida, 1977) e constitui segundo as últimas pesquisas (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa & Sabaté, 2004; Teixeira *et al.*, 2010; Barbosa *et al.*, 2012; Misi *et al.*, 2012) um dos compartimentos mais antigos do embasamento da Plataforma Sulamericana. O CSF ocupa parcialmente o Estado de Minas Gerais quase totalmente o Estado da Bahia (Cruz Filho, 2004). Segundo Barbosa & Sabaté (2003) o embasamento do Cráton São Francisco na Bahia ocupa aproximadamente metade da área total desta unidade federativa, estruturado em grande parte por tipos litológicos de grau médio a alto, e pontualmente sequências greenstone belts metamorfizadas em fácies xisto verde.

No Cráton São Francisco instalou-se um *rift* com orientação NS, onde foram depositados sedimentos meso e neoproterozoicos que atualmente compõem respectivamente as rochas dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (Barbosa *et al.*, 2003).

O CSF possui em sua borda faixas de dobramentos estruturadas no Ciclo Brasileiro (Almeida, 1977), essas faixas que circundam o CSF são denominadas de: (i) Riacho do Pontal e Sergipana a norte, (ii) Rio Preto a noroeste, (iii) Brasília, a sul e oeste, e (iv) Araçuaí a sudeste (Figura 2).

O Cráton São Francisco (Almeida 1977) está incluído na Plataforma Sul-Americana, que segundo Bizzi *et al.* (2000) constitui unidade geotectônica com uma diversidade de rochas as quais possuem a atual estruturação em decorrência do contexto polideformacional e metamórfico de seu embasamento, cujas idades reportadas vão de 3500 Ma até 480 Ma. Partindo deste pressuposto, os avanços no conhecimento visando entender o Cráton São conhecimento contribuirão significativamente para o entendimento da história geológica da Plataforma Sul-Americana.

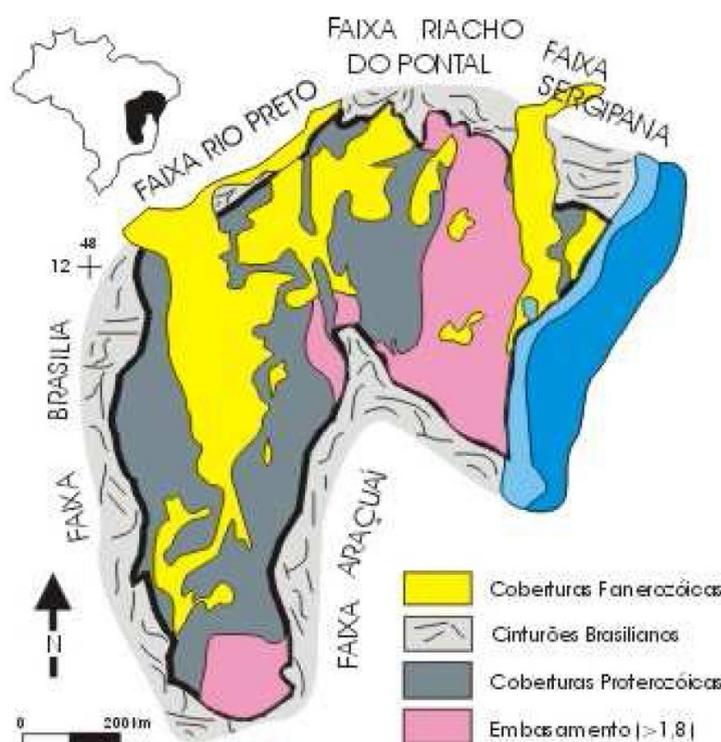


Figura 2 - Mapa geológico do Craton do São Francisco (modificado de Alkmim *et al.*, 1993).

Almeida (1977), postulou que o embasamento do Cráton São Francisco adquiriu estabilidade ao final do Ciclo Transamazônico. No entanto, à luz do conhecimento atual considera-se inadequado a utilização deste termo em outras unidades geotectônicas que não as do Cráton Amazonas, tendo em vista que este ciclo foi originalmente definido para ele. Assim, no Cráton São Francisco os autores referem-se a evento paleoproterozoico para descrever os processos de acreção e colisão de terrenos ocorridos em aproximadamente 2.0 Ga. Com isso, o embasamento deste cráton é formado por tipos litológicos e estruturas com idades mais atíngas que 1,8 Ga (Costa, 2008).

Os últimos dados de petrologia, geologia isotópica e geocronologia obtidos para as rochas do embasamento do Cráton São Francisco (Teixeira *et al.* (2000); Barbosa *et al.* (2003); Barbosa & Sabaté (2004); Oliveira *et al.* (2004); Teixeira *et al.* (2010) Barbosa *et al.* (2012); entre outros) possibilitaram delimitar seis compartimentos crustais, estabilizados desde o paleoproterozoico, e denominados de: Bloco Gavião, Uauá, Serrinha, Jequié, Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Cinturão Salvador - Esplanada (Figura 3). No entanto, segundo Barbosa e Sabaté (2003) somente os blocos Gavião, Serrinha, Jequié, e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, estão individualizados em termos de processos genéticos e evolutivos.

Considerando que a área de pesquisa está inserida na porção nordeste do Cráton São Francisco e faz parte deste contexto geotectônico, a seguir serão caracterizados os principais segmentos crustais do CSF, com ênfase nos terrenos Bloco Serrinha e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, pois a área estudada encontra-se situada no limite entre estes dois segmentos.

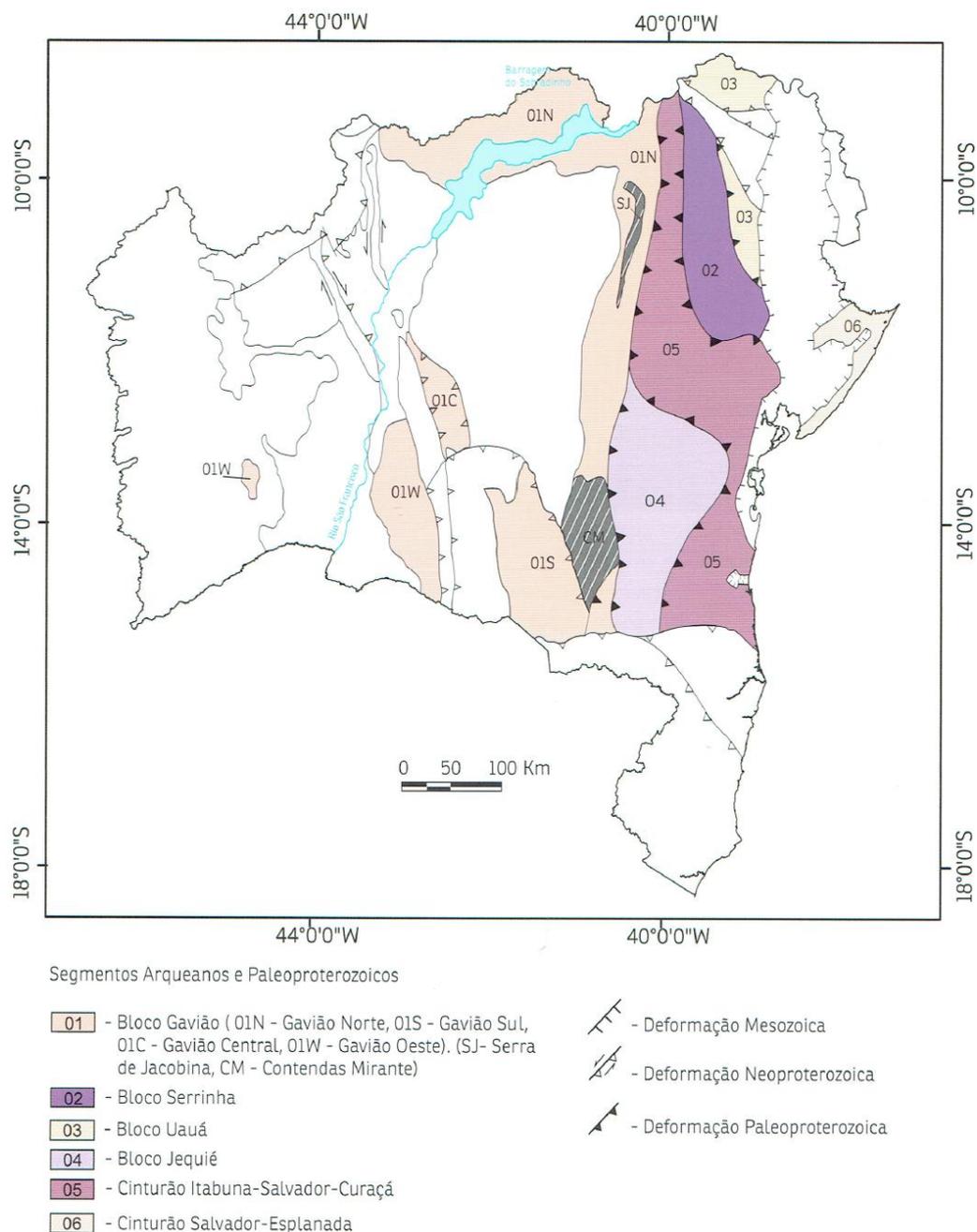


Figura 3 – Mapa simplificado do Estado da Bahia mostrando os domínios tectônicos, geocronológicos arqueanos e paleoproterozoicos. Traços das estruturas deformacionais paleoproterozoicas, neoproterozoicas e mesozóicas estão também indicadas (Barbosa *et al.*, 2012).

2.2 BLOCO GAVIÃO

O Bloco Gavião (BG) aflora na porção oeste-sudoeste e noroeste do Estado da Bahia (Figura 3), e constitui o mais antigo e extenso segmento crustal do Cráton São Francisco. É limitado a oeste pela parte setentrional da Bacia do São Francisco (Meso-Neoproterozóica), a leste pelo Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Paleoproterozóico), a sul pela Faixa de Dobramento Araçuaí (Neoproterozóica) e a norte pelas Faixas de Dobramentos Rio Preto - Riacho do Pontal (Neoproterozóicas) (Barbosa & Cruz, 2009).

Diversos autores estudaram o BG, dentre eles Cordani *et al.* (1985, 1992), Marinho *et al.* (1995), Martin *et al.* (1991), Nutman & Cordani (1993), Santos-Pinto *et al.* (1998), Bastos Leal *et al.* (1998, 2000) e Cruz *et al.* (2009), e concluíram que este é constituído essencialmente de ortognaisses tonalítico-granodioríticos e associações gnáissico-anfibolíticas com picos pontuais de migmatização. Vários *greenstone belts* estão situados neste segmento, em geral estes possuem idades arqueanas, os quais são denominados de Lagoa do Alegre, Mundo Novo, Barreiro-Colomi, Salitre-Sobradinho, Tiquara (norte do Bloco Gavião), Umburanas, Brumado, Guajeru, Ibitira-Ubiraçaba, Riacho de Santana e Boquira (centro e sul do Bloco Gavião) (Barbosa *et al.*, 2012).

Martin *et al.* (1997) e Santos Pinto *et al.* (1998), estudaram o BG e mostraram que maciços TTG presentes neste bloco apresentam zircões datados entre 3.4-3.1 Ga e idades-modelo Sm-Nd de 3.6 Ga, o que situa estas rochas entre as mais antigas da América do Sul. O Bloco Gavião encontra-se com poucos indícios de retrabalhamento na orogenia brasileira, sendo que os registros mais consistentes estão próximos ao Orógeno Araçuaí (Bizzi *et al.*, 2003)

2.3 BLOCO SERRINHA

O Bloco Serrinha (BS) (Barbosa & Sabaté, 2004) ou Núcelo Serrinha (Rios, 2002) situa-se na parte nordeste do Cráton São Francisco, na Bahia (Figura 3), e constitui um segmento crustal disposto na direção norte-sul com aproximadamente 70 Km de largura por 250 km de comprimento.

A região mais antiga e mais expressiva do Bloco Serrinha tem origem a partir de protólitos mesoarqueanos, cuja representação atual é o Complexo Santa Luz (Barbosa *et al.*, 2012). (Figura 4). Conforme definido por Padilha & Melo (1991) os tipos litológicos do BS são compostos ortognaisses essencialmente granodioríticos, por gnaisses bandados e anfibolitos, todo este conjunto com idades de formação

entre 2,9 a 3,5 Ga, e metamorfismo em fácies anfíbolito. Este segmento é o embasamento do *greenstone belt* Rio Itapicuru, que corresponde uma sequência vulcanossedimentar de idade paleoproterozoica. Segundo Cruz Filho (2005) esse *greenstone* foi equilibrado na fácies xisto verde, sendo que de sua área total 30% é representada por rochas granitóides intrusivas cujo magmatismo é reportado do riaciano e orosiniano.

Dentre os principais estudos realizados no BS, cita-se desde o clássico trabalho de Mascarenhas (1976), seguido por Silva (1992) e complementado por Oliveira *et al.* (2004a) entres outros, todos de cunho regional e que contribuíram significativamente para melhor elucidação desta porção do Cráton São Francisco na Bahia.

O modelo de estruturação geológica mais aceito para o BS atualmente admite a existência uma parte mais antiga denominada de Complexo Santa Luz, é relatada ainda a presença do Cinturão Caldeirão, que se situa no limiar do Bloco Uauá com o Bloco Serrinha, constata-se ainda neste último um corpo de peridotito, comumente conhecido por Peridotito Cromitífero de Santa Luz, devido a presença de rochas máficas-ultramáficas mineralizadas em Cromo. Ainda no âmbito do Bloco Serrinha, merecem detalhamento o *Greenstone Belt* Serrinha/Rio Itapicuru e uma série de granitóides e diques máficos. (Figura 4).

O Complexo Santa Luz, como dito antes, constitui o embasamento do *Greenstone belt* Serrinha/Itapicuru, e é atualmente individualizado em quatro associações, conforme serão descritas a seguir:

A primeira associação localiza-se na parte centro-sul do Complexo (Figura 4), é formada por ortognaisses parcialmente migmatizados com enclaves de metadiorito, metagabro, metadiorito, metadiabásio e anfíbolito, sendo que estas enclaves apresentam concordantes ou não com a foliação gnáissica, o que na visão de Melo *et al.* (1995) representa a evolução de plútons primitivos e diques máficos que foram deformados.

A segunda associação ocorre na parte sul (Figura 4), é composta essencialmente por biotita gnaisses com lentes de anfíbolito, e subordinadamente por metamorfitos calcissilicáticos e gnaisses aluminosos, ambos apresentando porções parcialmente migmatizadas.

gnaisse cinzento, bandas de anfíbolito e de gnaisse granítico; (ii) gnaisse aluminoso, parcialmente kinzigítico, com biotita, granada e silimanita; (iii) quartzito puro, micáceo (muscovita/fucsita), ferruginoso ou aluminoso (com silimanita); e (iv) metamorfitos calcissilicáticos com plagioclásio, diopsídio, quartzo, tremolita e, as vezes, escapolita, relacionada com metachert, metabasito, mármore.

A quarta associação ocorre de forma restrita em uma porção oeste do Bloco Uauá (Figura 4), sendo de modo geral, caracterizada por apresentar uma variação entre ortognaisses tonalíticos a granodioríticos.

O Cinturão Caldeirão localiza-se entre o Bloco Serrinha e o Bloco Uauá (Figura 4), e corresponde a uma faixa de rochas arqueanas representadas por quartzitos, silimanita-granada-cordierita gnaisses e anfíbolitos, com porções intercaladas de gnaisses do embasamento e migmatitos (Oliveira *et al.*, 2004).

O Peridotito Cromitífero de Santa Luz, como o próprio nome leva a entender, constitui um corpo de peridotito inserido na porção sul do Complexo Santa Luz (Figura 4), sendo comumente conhecido por suas rochas ultramáficas mineralizadas em cromo (Barbosa *et al.*, 2012).

O *Greenstone Belt* Serrinha/Itapicuru localiza-se nas proximidades da cidade de Serrinha no Estado da Bahia (Figura 4), e constitui segundo Silva (1992) em uma sequência supracrustal composta por: parte basal, representada por basaltos maciços, toleíticos (por vezes mostrando estruturas *pillows*), basaltos porfíricos, variolíticos, amigdaloidais e brechas de fluxo; parte intermediária, constituída por dácitos e andesitos cálcio alcalinos, com tufo e aglomerados vulcânicos; e parte superior, composta por cherts, jaspilitos e formações ferríferas bandadas, gradando para turbiditos no topo.

Os Granitoides do Bloco Serrinha (Figura 4) estão amplamente distribuídos e apresentam uma diversidade de idades de colocação. Tomando por base o pico do evento tectônico paleoproterozoico que afetou o Bloco Serrinha, Barbosa *et al.* (2005) subdividiu estes granitoides em pré-tectônicos, sintectônicos e pós-tectônicos.

Os granitoides pré-tectônicos são mesoarqueanos e fazem parte do Complexo Santa Luz, apesar de terem sido deformados resistiram em parte à migmatização.

Quanto aos granitoides sin-tectônicos, estes são riacianos, e em geral possuem forma ovalada com orientação norte sul, a foliação presente está relacionada tanto ao fluxo magmático quanto ao evento de deformação paleoproterozoico. Dentre os exemplos típicos deste magmatismo, têm-se: o

Trondhjemitó Nordestina, o Granodiorito Trilhado, o Tonalito-Granodiorito Teofilândia, o Granodiorito Lagoa dos Bois, o Granodiorito-Trondhjemitó Eficéas, o Granodiorito-Tonalito Barrocas, entres outros (Barbosa *et al.*, 2012)..

Os granitóides pós-tectônicos são orosinianos e caracterizam-se pela ausência de deformação. São considerados exemplos deste magmatismo: o Monzonito-Monzodiorito Cansação, o Granitoide Serra do Pintado, o Biotita Granito Pedra Vermelha, entres outros (Barbosa *et al.*, 2012).

Os diques máficos ocorrem restritamente no Bloco Serrinha, sendo que os poucos exemplos mostram-se cortando os granitóides pós-tectônicos.

No Bloco Serrinha, ortognaisses migmatíticos de tendência TTG, apresentaram respectivamente idades U-Pb SHRIMP de aproximadamente 3150 a 2980 Ma (Cordani *et al.* 1999; Mello *et al.* 1999a e 1999b; Oliveira *et al.* 2002; Silva *et al.* 2002c) e idades U-Pb em zircão e Pb-Pb (isócrona), de 2903 Ma (Lacerda *et al.* 2000) e 3007 Ma (Paixão *et al.*, 1995). Segundo Bizzi *et al.* (2003), essas idades estão de acordo com o Complexo Gabro-Anortosítico Lagoa da Vaca (3106 Ma; Pb-Pb isócrona; Paixão *et al.* 1995) e com a idade obtida em xenólito de tonalito no domo de Ambrósio referente ao dado 2930 Ma (U-Pb-zircão) publicado por Gaal *et al.* (1987) apud Bizzi *et al.* (2003).

Os ortognaisses referidos anteriormente apresentam idades modelo TDM nos intervalos 3620 a 3450 Ma (Cordani *et al.* 1999; Bueno & Oliveira, 2002) e 3110 a 2920 Ma (Lacerda *et al.* 2000), que sugerem fontes mistas para essas rochas e uma provável presença de crosta continental mais antiga e não encontrada, em decorrência de eventos tectônicos posteriores e ao grande envolvimento do bloco Serrinha na orogênia do Paleoproterozóica (Bizzi *et al.*, 2003).

Considerando que este trabalho é de cunho geocronológico e que a área de estudo tem relação direta com o Bloco Serrinha, apresenta-se a seguir uma síntese dos principais dados geocronológicos para esta unidade, na qual é possível perceber a ampla variação nas idades em seus litotipos (Tabela 1).

Tabela 1 – Compilação das idades obtidas para as unidades do Bloco Serrinha.

BLOCO SERRINHA	IDADE (Ma)	MÉTODO	REFERÊNCIA
Complexo Santa Luz– Migmatitos (Paleossoma)	3.085±6	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2002a)
Cinturão Caldeirão - Quartzitos	3.204	U-Pb	Barbosa <i>et al.</i> (2012)
Cinturão Caldeirão - Quartzitos	3.051	U-Pb	Barbosa <i>et al.</i> (2012)
Peridotito Cromífero Santa	2.983±8	U-Pb	.

Luz – Gnaiss encaixante		(SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
Peridotito Cromífero Santa Luz – Dique aplítico	2.085±12	U-Pb	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru – Metabasalto	2.209±60	Pb-Pb (Monazita)	Silva <i>et al.</i> (2001)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru – Metabasalto Maciço e Porfírico	2.145±8	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru – Metabasalto Maciço e Porfírico	2.142±6	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru – Andesito- Dacito	2.170±60	Pb-Pb (Monazita)	Silva <i>et al.</i> (2001)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru – Dacito	2.081±9	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2010)

2.4 BLOCO UAUÁ

O Bloco ou Complexo Uauá possui idade mesoarqueana (Oliveira, 2011), localiza-se na região nordeste do estado da Bahia (Figura 3), e encontra-se entre a Faixa Caldeirão a oeste e o *greenstone belt* do Rio Capim a leste, ambos de idade paleoproterozoica.

Segundo Oliveira *et al.* (2002), o Bloco Uauá consiste de uma faixa de gnaisses bandados intrudidos pelo Complexo Anortosítico Lagoa da Vaca, cuja idade Pb-Pb em rocha total de 3.161 +65Ma obtida por Paixão & Oliveira (1998) sugere tratar-se dos anortositos mais antigos do Cráton São Francisco. Além dos tipos litológicos anteriores, têm-se ainda peridotitos, dioritos, diques máficos e uma série de granitóides intrusivos. Em relação ao metamorfismo, constata-se que as rochas deste bloco experimentaram condições de fácies granulito e posteriormente foram re-equilibradas na fácies anfíbolito (Barbosa *et al.*, 2012).

Oliveira *et al.* (2002, 2004) e Oliveira (2011) apresentaram um modelo de evolução geotectônica para esta unidade, cuja disposição atual deve-se a um escape lateral de terrenos ocorrido durante a colisão paleoproterozoica na qual o Cráton São Francisco foi consolidado

Todavia, apesar do Complexo Uauá ser considerado um segmento distinto por Oliveira *et al.* (2002, 2004) e Oliveira (2011), Rios *et al.* (2009) não indentificou

diferenças litogeoquímicas quando comparado com o Complexo Santa Luz (Bloco Serrinha).

2.5 BLOCO JEQUIÉ

O Bloco Jequié (Barbosa & Dominguez, 1996) localiza-se na região sudeste-sudoeste do Estado da Bahia, a leste do Bloco Gavião (Figura 3).

Diversos tipos litológicos são descritos neste segmento crustal, os mais frequentes são granulitos enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockitos com idades de cristalização em aproximadamente 2,7 a 2,8Ga, além de granulitos heterogêneos com porções migmatizadas, e mais restritamente rochas supracrustais (Cordani, 1973; Cordani & Iyer, 1979; Barbosa, 1990; Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa & Sabaté, 2003).

Este segmento, como os demais, também foi deformado e metamorfozido em condições da fácies granulito em aproximadamente 2.1 Ga, durante a orogenia paleoproterozoica que uniu os demais blocos arqueanos que hoje constituem o Cráton São Francisco (Barbosa & Sabaté, 2003).

2.6 CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CIS) foi definido por Barbosa (1990) e Barbosa (1996), é o segmento crustal que apresenta as idades de formação mais recentes do Cráton São Francisco (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004), e consiste de uma faixa orogênica de rochas arqueanas e paleoproterozoicas que evoluiu em função da colisão dos blocos arqueanos que estruturaram o Cráton São Francisco (Figuras 3 e 5). O CISC é constituído crucialmente por rochas de alto grau, predominando composições tonalíticas-trondhjemiticas e além de intrusões monzoníticas a monzodioríticas (Barbosa *et al.*, 2012). Fazem parte do CISC os Complexos Caraíba, Tanque Novo-Ipirá e a Suíte São José do Jacuípe (Kosin *et al.*, 2003). Especialmente, o cinturão distribui-se por aproximadamente 800 Km de extensão, desde a costa atlântica brasileira, na parte sudeste da Bahia, passando por Salvador, e a partir deste ponto seguindo um *trend* norte-sul entre os Blocos Gavião e Serrinha.

A compartimentação da parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça apresentada por Barbosa *et al.* (2012) inclui as seguintes unidades geológicas, algumas já referidas anteriormente e que serão detalhadas a seguir: Suíte São José do Jacuípe, Complexo Tanque Novo Ipirá, Complexo Caraíba, Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaça, Augen-Granulito Riacho da Onça, Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Jacurici e Granitóides diversos (Figura 6).

No segmento norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça predominam ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba, os quais apresentam em geral rochas com idades mesoarqueanas e, subordinadamente, corpos máficos granulizados da Suíte São José do Jacuípe, e mais restritamente metassupracrustais meso a neoarqueanas do Complexo Tanque Novo Ipirá (Barbosa *et al.*, 2012).

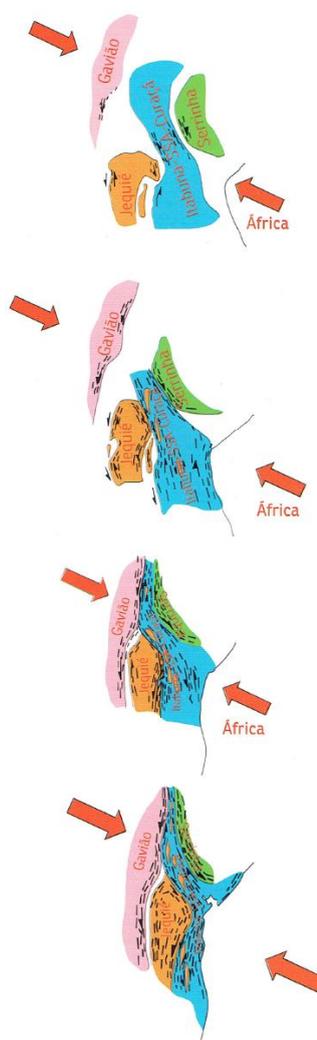


Figura 5 – Posições inferidas para os blocos arqueanos (Blocos Gavião, Jequié, Serrinha, Itabuna-Salvador-Curaça), antes e depois da colagem/colisão paleoproterozoica. As setas indicam o campo de tensão regional e a movimentação preferencial no sentido NW-SE. Extraída de Barbosa *et al.* (2012).

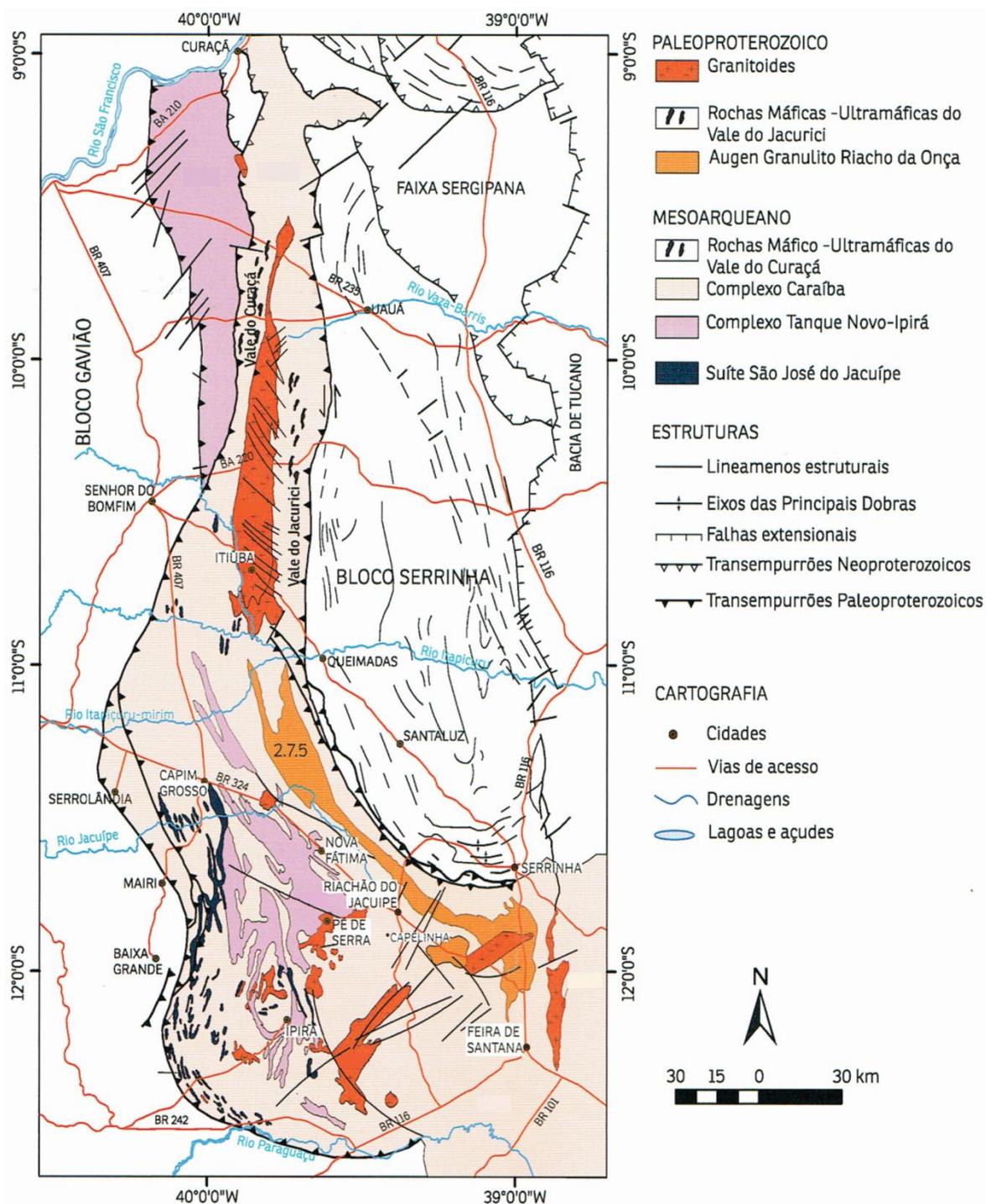


Figura 6 – Mapa geológico da parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, destacando o Complexo Caraíba, Tanque Novo e a Suíte São José do Jacuípe, e também o Augen Granulito Riacho da Onça e rochas granitoides intrusivas. Extraído de Barbosa *et al.* (2012).

A Suíte São José do Jacuípe aflora na parte noroeste do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 6), e constitui uma associação máfica-ultramáfica situada nas imediações da cidade de igual denominação. Ocorrem em formato lenticular e de modo descontínuo, cujas direções variam de N-S à NNW-SSE, tectonicamente imbricadas com tipos litológicos dos Complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá (Melo, 1991). A porção leste da unidade é composta principalmente por noritos-gabronoritos com níveis cumuláticos e, restritamente, leucogabros, enquanto que, a porção oeste, são mais frequentes ferrogabros e ultramáficas peridotítico-piroxêníticas, todas com registros deformacionais e metamórficos que indicam condições compatíveis com a fácies granulito (Barbosa et al., 2012). Com base nos estudos de Melo *et al.* (1991), acreditava-se que as rochas da Suíte São José do Jacuípe seriam os restos de uma crosta oceânica de idade paleoproterozoica formada durante a fragmentação dos Blocos Serrinha e Mairi. No entanto, posteriormente, verificou-se que granulitos enderbíticos do Complexo Caraíba, considerado mais antigo até então, cortavam as rochas da Suíte São José do Jacuípe e apresentavam idade U-Pb em zircões de 2.695 Ma (Silva et al., 1997), o que possibilitou concluir que as rochas desta suíte são arqueanas e não paleoproterozoicas como se pensava anteriormente. Genericamente, Barbosa *et al.* (2012) atribui idades de formação entre 2.7 a 2.6 Ga para as rochas da Suíte São José do Jacuípe.

O Complexo Tanque Novo Ipirá é formado por rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozoicas provenientes de ambiente vulcanossedimentar que atingiu metamorfismo na fácies anfíbolito a granulito (Melo *et al.*, 1995). Kosin *et al.* (2003), resumiu as unidades deste complexo em: (1) corpos de biotita gnaisses aluminosos, por vezes migmatizados, e associados a gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas, quartzitos, e rochas metamáficas e metaultramáficas; (2) quartzitos e rochas calcissilicáticas, com ocorrências particulares de anfíbolito e metacalcário; (3) hornblenda-biotita gnaisses parcialmente migmatizados com intercalações anfíbolíticas; (4) gnaisses ricos em grafita em associação com calcissilicáticas; (5) rochas gnáissicas bandadas apresentando variações composicionais graníticas, granodioríticas, dioríticas e gabróicas, além de lentes de gnaiss tonalítico e corpos anfíbolíticos; e (6) gnaisses quartzo-feldspáticos.

O Complexo Caraíba é a unidade mais representativa da porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 6). É constituído por uma variação de

ortognaisses composicionalmente tonalíticos a granodioríticos e, mais restritamente, graníticos e trochjemíticos, todos metamorfizados em fácies granulito. Na parte leste distribui-se de forma contínua, onde por vezes ocorrem associados a corpos granitoides intrusivos, e na região oeste apresenta-se em formato lenticular imbricados com os tipos litológicos do Complexo Tanque Novo – Ipirá e da Suíte São José do Jacuípe (Kosin *et al.*, 2003). Segundo Barbosa *et al.* (2012), a oeste, o Caraíba faz contato com o Complexo Tanque Novo-Ipirá e, na maior parte, com o Complexo Mairi, em ambos os casos, através de falhas de transempurrão com vergências majoritariamente para oeste, e a leste, sua área de distribuição é interrompida por gnaisses e migmatitos do Complexo Santa Luz e do Cinturão Caldeirão, também através de falhas de transempurrão sub-verticalizadas.

Diferentes idades foram obtidas para o Complexo Caraíba, dentre essas pode se citar: idade de 2.1Ga, obtida através da datação dos granulitos enderbíticos e charnoenderbíticos pelo método Pb-Pb em zircão (Sabaté *et al.*, 1994), a qual foi relacionada com a formação destas rochas; e idades de 2.695 Ma e 2.634 Ma, resultado de datação U-Pb SHRIMP em granulitos enderbíticos e granulitos charnockíticos (Silva *et al.*, 1997) respectivamente, as quais foram interpretadas como relativas a uma evolução mesoarqueanos com sucessivos episódios de acreção crustal. No entanto, vale ressaltar que atualmente sabe-se que as idades 2.634 Ga e 2.695 Ga obtidas nos centros dos zircões correspondem à cristalização dos protólitos destas rochas, e idades próximas a 2.0 obtidas nas bordas dos zircões estão relacionadas ao ápice de metamorfismo granulítico nesta região. (Barbosa *et al.*, 2012)

As Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá situam-se no vale homônimo (Figura 6), e correspondem a diversos corpos máfico-ultramáficos com dimensões variadas, conhecidos por apresentar rochas mineralizadas em sulfetos. Assim como as rochas do Complexo Caraíba, os corpos máficos-últramáficos do Curaçá estão altamente deformados e metamorfizados na fácies granulito (Barbosa *et al.*, 2012).

Augen-Granulito Riacho da Onça (Figura 6) situa-se na parte sul do segmento norte do CISC, e corresponde a uma variação faciológica entre quartzomonzonitos e monzonitos, ambos metamorfizados em condições de grau alto, e todos intrusivos no Complexo Caraíba.

As Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Jacurici compreendem diversos corpos máficos-ultramáficos dispostos em uma faixa com cerca de 70 quilômetros de

comprimento situada a leste da Serra de Itiúba (Figura 6). Estas rochas são conhecidas por hospedarem um importante depósito de cromita do Brasil, merecendo destaque as Minas Ipueira-Medrado (Marques, 2001). Existe uma dualidade de pensamento quanto ao embasamento das Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Jacurici. Por um lado, Barbosa *et al* (2012) afirmam que estas rochas estão encaixadas em terrenos granulíticos do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, enquanto que Oliveira *et al.* (2004) com base em idades U-Pb SHRIMP de 2.983 Ma as situa-se no contexto do Bloco Serrinha.

Na porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá ocorrem alguns granitóides, e considerando como parâmetro o evento tectônico paleoproterozoico, estes são subdivididos em pré-tectônicos, sintectônicos e pós-tectônicos. Valendo aqui destacar a expressão maior deste magmatismo, representado pelo Sienito de Itiúba (Misi *et al.*, 2012) (Figura 6) com idade de 2.084 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) (Oliveira *et al.*, 2002b,c).

Para a parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Barbosa *et al.* (2012) propõe as seguintes unidades geológicas: Granulitos Básicos, Granulitos paraderivados, Granulitos Tonalíticos-Trondhjemíticos neoaqueanos, Granulitos Tonalíticos-Trondhjemíticos paleoproterozoicos, Granulitos Monzoníticos e Monzodioríticos, Rochas Dunito-Peridotíticas e Granitoides, conforme pode se observar na figura 7. A parte Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá o registro do processo colisional paleoproterozoico entre o microcontinente Jequié e o maciço do Gabão (Barbosa, 1990; Figueiredo & Barbosa, 1993; Ledru *et al.*, 1994a; Barbosa, 1997; Barbosa & Sabaté, 2002; Oliveira *et al.*, 2004). Oliveira *et al.*, (2004) descreve a sequência de eventos que culminaram nesta colisão em:

(i) O primeiro evento que abrange o intervalo compreendido entre 2600 Ma e 2400 Ma, e caracteriza-se pela estruturação de um arco magmático continental, subdivido em três domínios, sendo: o domínio 1 (um) ou sudeste, composto por rochas vulcânicas e plutônicas metamorfizadas em facies granulito quimicamente similares arcos magmáticos recentes; domínio 2 (dois) ou noroeste – constitui-se de rochas enderbíticas, charnoquíticas, metavulcanossedimentares em facies granulito com picos localizados de migmatização.

(ii) O segundo evento que situa-se entre 2400 Ma a 2200 Ma, tendo como representantes monzonitos e monzodioritos compatíveis com associações da série shoshonítica a alcalina.

(I) O terceiro e último evento que compreende o espaço temporal entre 2007 Ma e 2080 Ma, e representa a etapa final onde houve a colisão dos continentes envolvidos e o metamorfismo de alto grau.

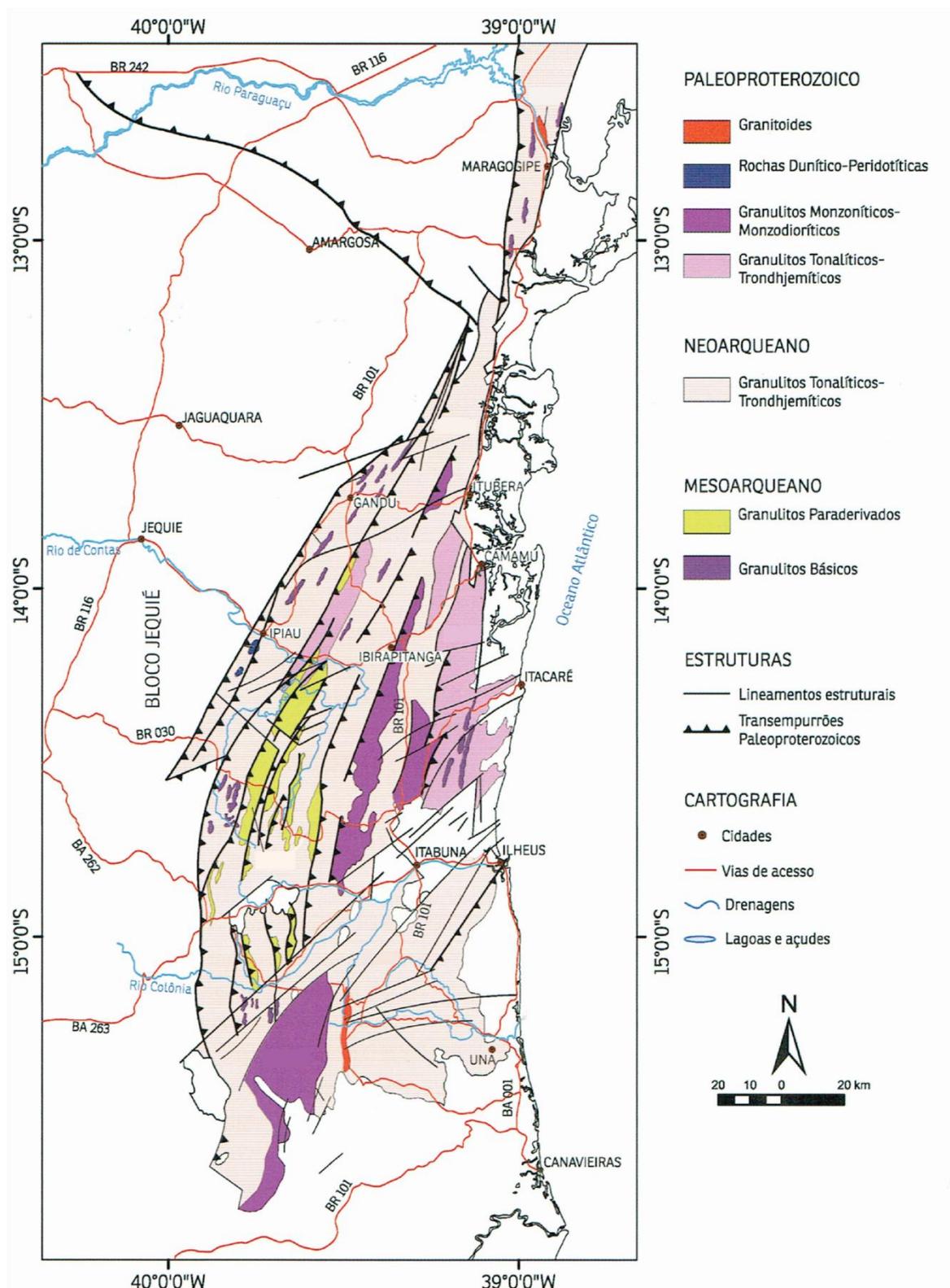


Figura 7 - Mapa geológico da parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá mostrando as unidades meso a neoarqueanas e paleoproterozoicas. Fonte: Barbosa *et al.* (2012).

Com o mesmo propósito que foi feito anteriormente para o Bloco Serrinha, também realizou-se uma compilação dos principais dados geocronológicos obtidos para o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Partes Norte e Sul), conforme pode se observar na Tabela 2, a qual também possibilita perceber diferenças significativas

nas idades, o que certamente é reflexo dos diferentes eventos geológicos ocorridos nesta região.

Tabela 2 – Compilação das idades obtidas para a parte norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.

Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Parte Norte)	IDADE (Ma)	MÉTODO	REFERÊNCIA
Suíte São José do Jacuípe- Leucogabros	2.583±8	U-Pb	Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Complexo Caraíba - Granulito Enderbítico	2.695±12	U-Pb (SHRIMP)	Silva <i>et al.</i> (1997)
Complexo Caraíba - Granulito Charnockítico	2.634±19	U-Pb (SHRIMP)	Silva <i>et al.</i> (1997)
Complexo Caraíba – Granulito Enderbítico	2.632±9	U-Pb	Silva <i>et al.</i> (2002)
Complexo Caraíba – Granulito Tonalítico	2.574±6	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá – Metanorito	2.580±10	U-Pb	Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Augen-Granulito Riacho da Onça – Augen-Granulito	2.126±19	U-Pb (SHRIMP)	Silva <i>et al.</i> (1997)
Rochas Máficas e Ultramáficas do Vale do Jacurici – Metamáfica-ultramáfica	2.085±5	U-Pb (SHRIMP)	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Parte Sul)			
Granulitos Tonalíticos-Trondjemíticos – Suíte TT2	2.634±14	U-Pb (TIMS evaporação)	Ledru <i>et al.</i> (1994)
Granulitos Tonalíticos-Trondjemíticos – Suíte TT2	2.675±11	U-Pb (LA-ICPMS)	Peucat <i>et al.</i> (2011)
Granulitos Tonalíticos-Trondjemíticos – Suíte TT5	2.719±10	U-Pb (SHRIMP)	Silva <i>et al.</i> (2002c)
Granulitos Tonalíticos-Trondjemíticos – Suíte TT1	2.131±5	U-Pb (SHRIMP)	Silva <i>et al.</i> (2002)
Granulitos Tonalíticos-Trondjemíticos – Suíte TT1	2.191±10	U-Pb (SHRIMP)	Peucat <i>et al.</i> (2011)
Granulitos Monzoníticos-Monzodioríticos – Granulitos Monzoníticos e Granodioríticos	2.075±16	U-Pb (TIMS evaporação)	Ledru <i>et al.</i> (1994)
Granulitos Monzoníticos-			

Monzodioríticos – Granulitos Monzoníticos e Granodioríticos	2.090	Pb-Pb (Zircão)	Corrêa-Gomes & Oliveira (2002)
Granulitos Monzoníticos- Monzodioríticos – Granulitos Monzoníticos e Granodioríticos	2.080	Pb-Pb (Zircão)	Corrêa-Gomes & Oliveira (2002)

2.7 CINTURÃO SALVADOR-ESPLANADA

O Cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez 1996) corresponde a uma faixa móvel paleoproterozoica situada no nordeste do Cráton São Francisco (Figura 3).

A Faixa Salvador Esplanada, como também é denominado o cinturão, constitui o substrato das cidades de Salvador e Esplanada no Estado da Bahia, e adentrando até a cidade de Buquin no Estado de Sergipe.

Oliveira Junior (1990), estudou o Cinturão Salvador-Esplanada e o subdividiu em dois domínios tectônicos. O Primeiro domínio situa-se na porção extremo oeste do Cinturão, e compreende os milonitos da zona Aporá-Itamira e a Suíte Granitóide Teotônio-Pela Porco. O Segundo, é também denominado de Zona Salvador-Conde, e localiza-se nas proximidades da costa atlântica, é composto tanto por rochas da fácies granulito quanto da fácies anfibolito.

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Trabalhos Preliminares

3.2 Trabalho de Campo

3.3 Estudo Petrográfico

3.4 Estudo Geocronológico

3.4.1 Princípios de Geocronologia

3.4.2 O Método U- Pb

3.4.3 Zircão

3.4.3.1 Texturas Zonadas em Zircões Ígneos

3.4.3.2 Núcleos de Xenocristais

3.3.3.3 Metamorfismo de Temperatura Média a Alta

3.4.4 Preparação das Amostras

3.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

3.4.6 LA-ICP-MS

3.5 Integração dos Dados e Elaboração da Dissertação

3.1 Trabalhos Preliminares

Os trabalhos preliminares consistiram na compilação de dados bibliográficos referentes a diversos trabalhos geológicos e geocronológicos de cunho regional e local, incluindo a aquisição de cartas topográficas, mapas geológicos, artigos científicos, teses, dissertações, relatórios e resumos, tendo por finalidade entender a situação geológica, tectônica, deformacional e metamórfica da área.

3.2 Trabalho de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados na região do Vale do Jacurici no nordeste do Estado da Bahia visando caracterizar as principais litologias da área de estudo em seus aspectos estruturais, mineralógicos e texturais, e coletar amostras representativas para confecção de lâminas delgadas e separação de minerais. Estes trabalhos foram realizados previamente a esta dissertação.

3.3 Estudo Petrográfico

O estudo petrográfico foi realizado mediante análise sistemática de lâminas delgadas de rochas aflorantes intrusivas e do embasamento na região do Vale do Jacurici – Bahia. Estas lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IGEO-UFRGS) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e descritas no setor de microscopia do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI - UFRGS), em Porto Alegre – RS. Neste estudo realizou-se a caracterização e quantificação dos minerais presentes nas lâminas, e secundariamente foram descritos os aspectos texturais serviram de base para a definição da nomenclatura adequada.

3.4 Estudo Geocronológico

3.4.1 Princípios de Geocronologia

A base conceitual da geologia como conhecemos está intimamente relacionada com o nascimento da geocronologia. Os primeiros geocientistas ao observarem a correlação de idade entre as rochas fizeram com que a geologia se diferenciasse de outras ciências tal como a química e física, e com isso, a tentativa de inserir a variável tempo (idade absoluta) no meio geológico tornou cada vez mais constante (Geraldes, 2010).

O termo geocronologia foi utilizado pela primeira vez em 1893 por Henry S. Williams, em estudo precursor sobre a escala do tempo geológico, no entanto, os primeiros avanços rumo à geocronologia moderna iniciaram com a descoberta do

raio-X por Wilhelm Conrad Röntgen em 1895 e da radioatividade natural do urânio por Henri Becquerel em 1896, em anos posteriores químicos e físicos avançaram rapidamente na explicação destes fenômenos.

O fundamento da utilização de métodos geocronológicos visando a datação de rochas incide na constatação de que determinados elementos possuem um ou mais isótopos instáveis. Desta forma, estes isótopos, denominados de radioativos, sofrem desintegração para formar isótopos radiogênicos através da emissão de partículas α , β ou γ .

Para entender os princípios de geocronologia, faz-se necessário elucidar o conceito de radioatividade, que segundo Gerald (2010), pode ser entendida como a variação nuclear espontânea, onde ocorre emissão de partículas ou radiações eletromagnéticas, possibilitando a transformação de um nuclídeo em outro.

A seguir é apresentada uma breve revisão acerca da lei de decaimento radioativo conforme consta em Dickin (2006): Segundo este autor, a taxa de decaimento de um nuclídeo pai radioativo para um nuclídeo filho estável (radiogênico) é proporcional ao número de átomos, n , presentes em algum tempo t , conforme a equação:

$$- dn/dt = \lambda n.$$

onde, λ é a constante de decaimento, que é uma característica de cada radionuclídeo específico (para cada isótopo), também chamada de constante de proporcionalidade. O termo dn/dt é a taxa de desintegração (mudança do número de átomos pais), e é negativa, pois esta razão diminui com o tempo. Reordenando a equação, teremos $dn/dt = -\lambda n$. Esta expressão é integrada de $t=0$ até t , dado que o número de átomos presentes no tempo $t=0$ é n_0 ,

$$\int_{n_0}^n \frac{dn}{n} = -\lambda \int_{t=0}^t dt$$

Conseqüentemente, $\ln(n/n_0) = -\lambda t$, que também pode ser escrita como $n = n_0 e^{-\lambda t}$. Uma forma útil de referi-se a taxa de decaimento ou taxa de desintegração radioativa de um radionuclídeo é a meia vida, $t_{1/2}$, que é o tempo necessário para que metade dos átomos pais (radioativos) decaia (Dickin, 2006). Logo, substituindo $n = n_0/2$ e $t = t_{1/2}$ na equação anterior, e aplicando o logaritmo natural de ambos os lados, obtemos a equação que expressa o tempo de meia vida:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda}.$$

Sendo assim, o número de átomos filhos produzido, F^* , é equivalente ao número de átomos pais consumido $F^* = n_0 - n$. Como vimos anteriormente, $n_0 = ne^{\lambda t}$; desta forma, substituindo para n_0 teremos: $F^* = ne^{\lambda t} - n$. Colocando em evidência o termo n , $F^* = n(e^{\lambda t} - 1)$. Por último, se o número de átomos filho no tempo $t=0$ é F_0 , então o número total de átomos filho decorrido um tempo t é representado por

$$F = F_0 + n(e^{\lambda t} - 1)$$

Em que,

F = número de átomos filho produzido (isótopo filho produzido);

F_0 = número de átomos filho no tempo $t=0$ (isótopo filho no tempo $t=0$);

n = número de átomos pai (isótopo radioativo);

t = tempo;

λ = Constante de decaimento do radionuclídeo específico.

Esta equação serve de base para a maioria das datações geocronológicas, inclusive no método U-Pb, sendo comumente conhecida na literatura especializada por equação fundamental da geocronologia.

3.4.20 Método U-Pb

O sistemática U-Pb é utilizada para fornecer idades radiométricas de cristalização e recristalização de minerais e rochas, nos últimos anos foram desenvolvidas e aprimoradas diversas técnicas analíticas, de forma que este método passou a ser empregado na investigação de inúmeros problemas geológicos.

O princípio do método baseia-se no decaimento de dois isótopos instáveis de U (^{238}U e ^{235}U) e um de Th (^{232}Th), para formar respectivamente os isótopos estáveis ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb . Estes sistemas formam três séries independentes de decaimento que justificam a aplicação do método. No entanto, as idades obtidas nesta dissertação foram pautadas nas séries de decaimento dos isótopos ^{238}U e ^{235}U , cujas séries de decaimento podem ser observadas nas figuras 8 e 9. Quando tratamos de isótopos de Pb, é importante relatar a existência do ^{204}Pb , o único que não é radiogênico, o que torna possível utilizá-lo como isótopo de referência, visto que apresenta abundância constante (Faure, 2004).

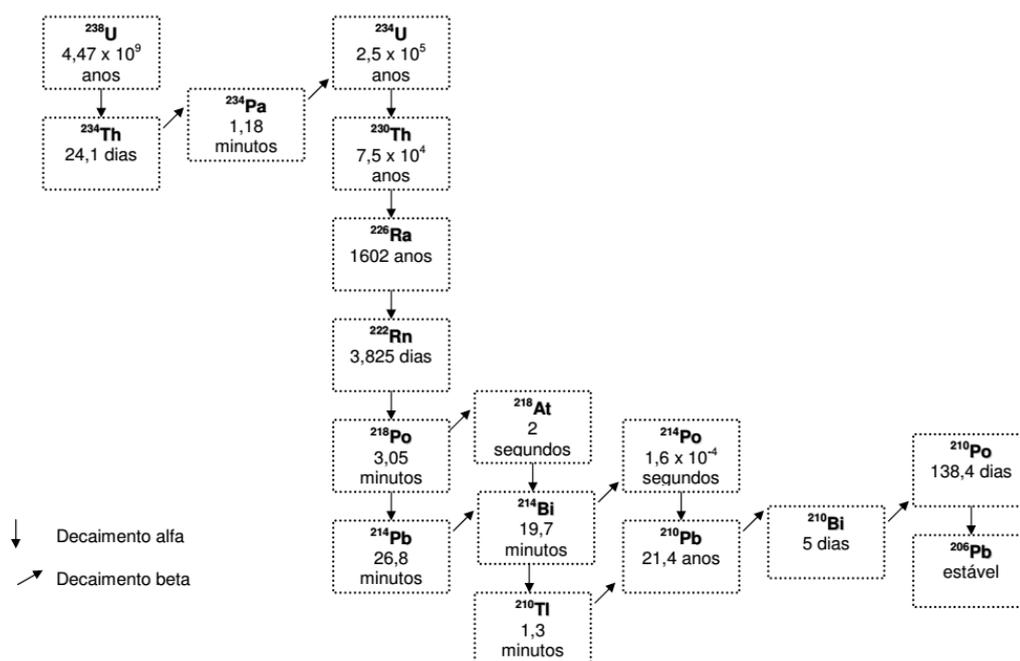


Figura 8 – Série de decaimento do ^{238}U para o ^{206}Pb . Extraído do website IAG USP (<http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/capitulo%202.pdf>).

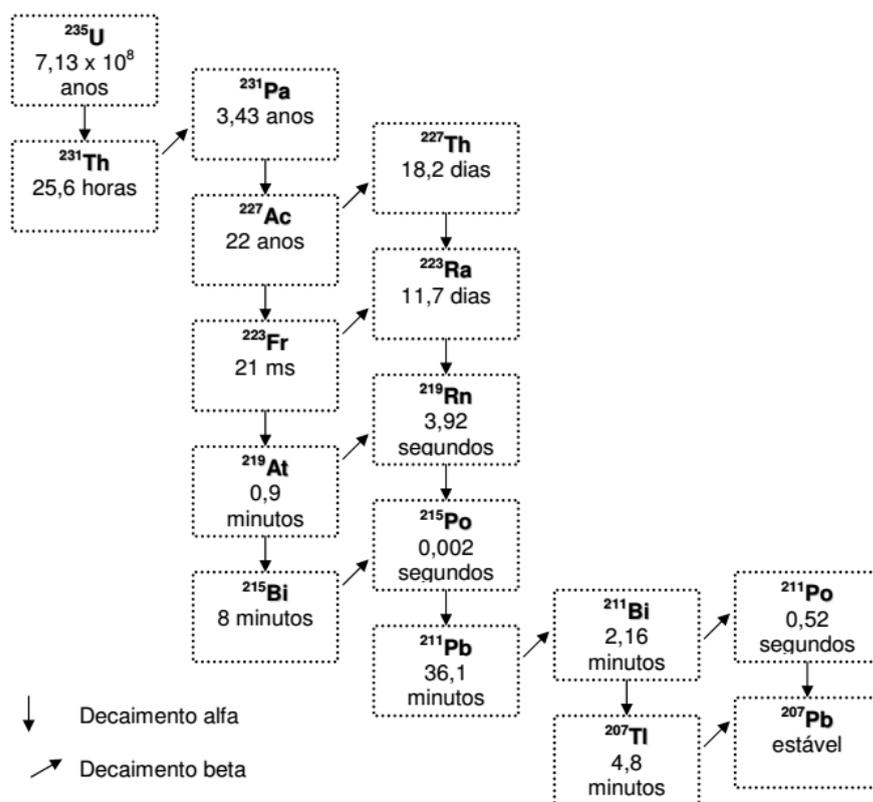


Figura 9 – Série de decaimento do ^{235}U para o ^{207}Pb . Extraído do website IAG USP (<http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/capitulo%202.pdf>).

A utilização do método U-Pb exige a aplicação da equação fundamental da geocronologia, para isso, considera-se que todo o Pb radiogênico presente no

mineral amostrado foi produzido em decorrência do decaimento do U, ou seja, F_0 é igual a zero, de forma que a equação fundamental da geocronologia é simplificada para: $F = n(e^{\lambda t} - 1)$. A vantagem do método U-Pb quando comparado com outros métodos de datação consiste na possibilidade de calcular idades por duas expressões diferentes, visto que o urânio possui dois isótopos radioativos. Desta forma a equação fundamental da geocronologia simplificada e aplicada ao decaimento ^{238}U para ^{206}Pb chegando na seguinte equação: $^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U}(e^{\lambda t} - 1)$. Reescrevendo a equação anterior para t , teremos $t = 1/\lambda \ln(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} + 1)$. Correlato à etapa anterior, também podemos aplicar a equação fundamental da geocronologia para o decaimento ^{235}U para ^{207}Pb , conforme se observa a seguir: $^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U}(e^{\lambda t} - 1)$. Utilizando processo similar aos já descritos, concluímos com a inserção da variável t em evidência, logo $t = 1/\lambda \ln(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} + 1)$.

Plotando-se as razões isotópicas no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para diferentes valores de t , é possível obter uma curva denominada concórdia (Figura 10). Neste caso, se o mineral datado se comportou como um sistema fechado com relação ao U e Pb desde sua formação, as idades deverão ser similares, e portanto, cairão sobre a concórdia, e estas idades são chamadas de concordantes. No entanto, em algumas situações as análises isotópicas de zircões de uma mesma amostra projetam uma linha, ao invés de situarem na concórdia. Neste caso, esta linha é denominada de discórdia e as idades representativas são chamadas de discordantes. É importante salientar que os interceptos inferior e superior da discórdia com a concórdia também podem indicar informações geológicas valiosas.

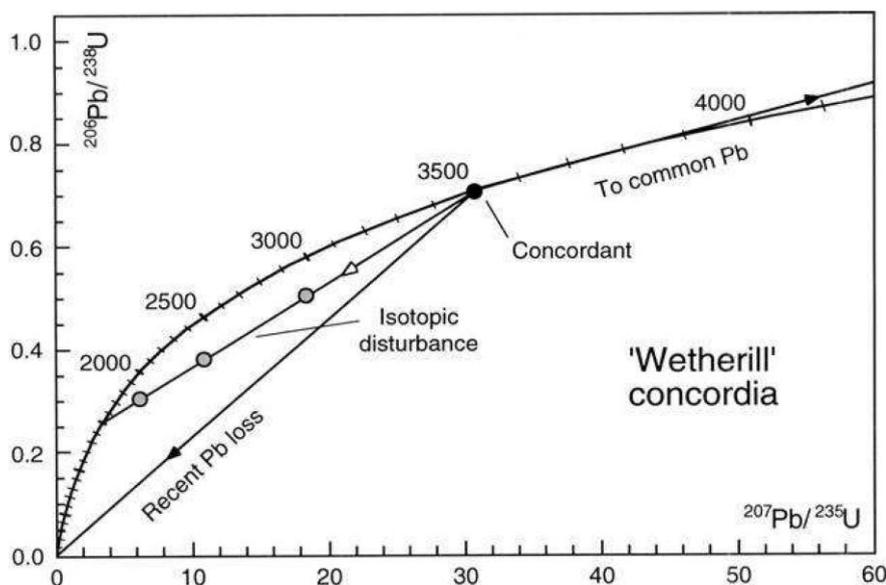


Figura 10 - Diagrama Concórdia de Whetherill (1956). Extraído de Williams (1998).

Se o mineral é fechado com respeito à perda ou ganho dos isótopos radioativos e radiogênicos desde sua formação, as idades obtidas devem ser concordantes e correspondem a idades de cristalização. No caso de rochas metamórficas ortoderivadas, os zircões geralmente são ígneos e possibilitam determinar a idade de cristalização do protólito. Todavia, zircões metamórficos também podem ser encontrados em rochas metamórficas (tanto ortoderivadas como paraderivadas) ou como bordas de sobrecrescimentos em torno de cristais magmáticos. Idades discordantes, comumente resultam da difusão de Pb durante eventos metamórficos. Sendo assim, análises de zircões ou outros minerais derivados de uma mesma amostra devem plotar sobre a discórdia. Os interceptos inferior e superior da discórdia são interpretados como as idades do evento metamórfico e da cristalização, respectivamente. Discórdias também podem resultar da presença de zircões com perda ininterrupta de Pb (Figura 10) ou como cristais herdados da fonte. Na primeira situação, o intercepto superior corresponde à idade da rocha e o inferior é forçado a zero, e na segunda situação o intercepto inferior fornece a idade da rocha e o superior dá indicação da idade de seu protólito.

3.4.3 Zircão

O zircão ($Zr(SiO_4)$) é um mineral acessório de arranjo cristalino tetragonal a bipiramidal-ditetragonal, comumente apresenta cores laranja, vermelho, azul, marrom, amarelo e verde. É amplamente distribuído em uma variedade de tipos de rochas, sendo um dos primeiros silicatos a cristalizar no processo de resfriamento magmático, ocorrendo com maior frequência nos litotipos com mais sílica.

O zircão aceita facilmente a entrada de U no seu retículo cristalino em substituição ao Zr e, em contrapartida, o zircão não aceita entrada de Pb comum, o que permite interpretar que praticamente todo o Pb presente no zircão é radiogênico resultado do decaimento do U e Th (Gerald, 2010). A consideração anterior corrobora ainda mais para que este mineral seja o mais utilizado em estudos de geocronologia U-Pb. No entanto, para ser utilizado por este método geocronológico, o mineral precisa apresentar características como alta concentração em U, baixa ou nenhuma concentração em de Pb e retentividade desses elementos (Gerald, 2010).

O zircão é extremamente variável tanto em termos de morfologia externa quanto de texturas internas (Corfu *et al.*, 2003). Uma das maiores vantagens do zircão é devido a sua habilidade em suportar processos magmáticos, metamórficos e erosivos que destroem outros minerais comuns. O estudo da morfologia do zircão é

importante no processo de datação geocronológica, visto que estas características refletem a história geológica do mineral, especialmente os relevantes episódios de cristalização magmática ou recristalização (e/ou cristalização) metamórfica, deformação imposta tanto por forças externas quanto por expansão do volume interno causado por metamitização, ou por alteração química (Corfu *et al.*, 2003).

O zircão pode incorporar elementos como P, Sc, Nb, Hf, Ti, U, Th e ETRs em sua estrutura através da substituição do cátion de Zr^{+4} (Harley & Kelly, 2007).

O zircão geralmente cresce em forma de cristais bi-piramidais com razão comprimento/largura variando de 1 a 5. Acredita-se que esta razão seja reflexo da velocidade de cristalização, de forma que zircões aciculares são interpretados como sendo resultantes de resfriamento rápido de magmas em áreas vulcânicas. Com isso, em regimes com velocidades extremas de cristalização, zircões esqueléticos são comuns. Além da velocidade de cristalização, admite-se que outros fatores também podem interferir na configuração dos grãos, tais como composição dos zircões e a temperatura de cristalização média.

Zircões ígneos podem ser distinguidos de zircões metamórficos pela presença de faces cristalinas, zonação oscilatória e razão $Th/U > 0,1$ (Neves, 2008). Zircões contêm quantidades variadas de urânio e tório sendo que as razões Th/U são comumente usadas na interpretação de proveniência de zircões, se magmáticos, metamórficos ou hidrotermais (Harley & Kelly, 2007). A distinção entre zircões magmáticos e não-magmáticos é feita com base na premissa de que em condições extremas de metamorfismo ou hidrotermalismo, pode haver perda de Th levando a razão Th/U para próximo de zero. Todavia, esta interpretação de proveniência deve ser utilizada com restrição a fim de evitar interpretações equivocadas, pois nem sempre a razão Th/U diminui ou é mínima para rochas metamórficas, e pode não ser sempre constante em rochas ígneas.

Tendo em vista que este trabalho é pautado na geocronologia U-Pb em zircão, e sabendo que a área de pesquisa situa-se em um terreno onde ocorrem associações de rochas ígneas e metamórficas, principalmente de grau alto, apresenta-se a seguir uma breve revisão sobre as texturas zonadas em zircões Ígneos, zircões em ambiente metamórfico de temperatura média a alta, e núcleos de xenocristais.

3.4.3.1 Texturas Zonadas em Zircões Ígneos

Zircões ígneos são comumente identificados por apresentar textura de zonação de crescimento. Esta característica pode ser observada tanto em imageamento por backscattering quanto por catodoluminescência. Benisek & Finger (1993) interpreta esta feição como produto não somente da variação de Si e Zr na estrutura do mineral, mas especificamente a atribuem a uma variação composicional de elementos traços, tais como P, U, Th, Hf, Y, ETRs, entre outros.

A frequência das feições oscilatórias em zircões magmáticos atualmente é interpretada como reflexo dos processos de diferenciação dos corpos ígneos, de forma que quanto mais atenuado o grau de diferenciação e o conseqüente aumento da polimerização do magma, maior será frequência oscilatória neste mineral (Corfu *et al.*, 2003) (Figura 11).

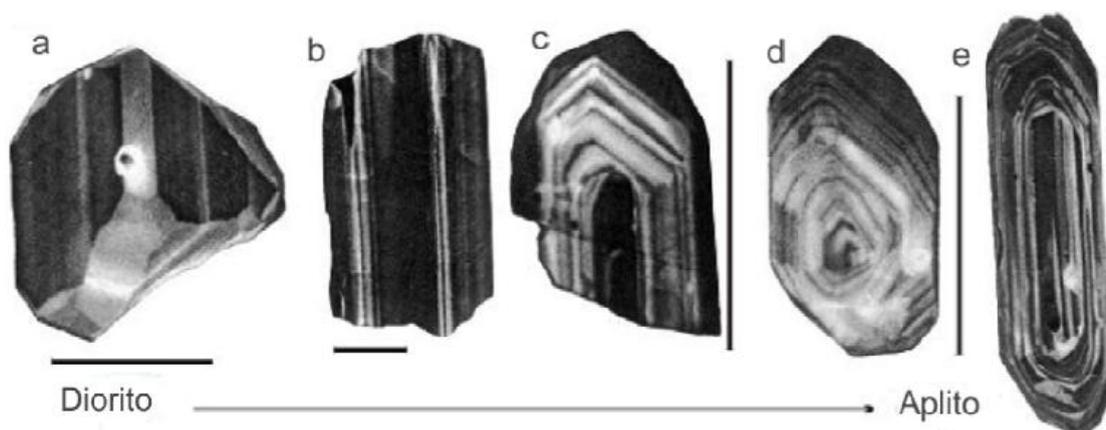


Figura 11 – Exemplo típico de Zonação de zircões magmáticos em imagens de Catodoluminescência. A figura representa a transição em estilo de zonamento a partir de um (a) diorito, passando por (b) granodiorito, (c,d) diferentes fases de adamelito e por final até (e) aplito. Zonas largas do diorito tendem a ficar progressivamente mais finas, mas mais freqüentes de acordo com a evolução magmática. Figura extraída e modificada de Hoskin (2000). A barra corresponde cerca de 100 µm.

3.4.3.2 Núcleos de Xenocristais

Xenocristal é definido como um cristal estranho à rocha ígnea onde ocorre, e geralmente origina-se por inclusão de cristais de rochas encaixantes, ou por incorporação de cristais que sofreram fracionamento em fases pretéritas e foram envolvidos devido aos processos de realimentação da câmara magmática, e conseqüentemente novo aporte de magma na intrusão, de forma que pode se observar evidências de desequilíbrio químico entre o líquido magmático e os xenocristais envolvidos.

Rochas ígneas comumente apresentam zircões com xenocristais, sendo que estes geralmente ocorrem nos núcleos circundados por um cristal de zircão mais jovem que cristalizou-se do magma mais recente, porém podem ocorrer sem a capa do novo cristal em seu entorno e, mais escassos, na forma de cristais eudrais. Segundo Corfu *et al.* (2003), esta última situação é verificada quando o cristal é incorporado somente ao final da cristalização, situação em que tem pouco tempo para sofrer sobrecrecimento ou corrosão.

A identificação de núcleos de xenocristais é relativamente simples, porém em determinadas situações esta tarefa pode não ser tão fácil. A dificuldade em reconhecer núcleos de xenocristais é observada nos seguintes casos: Em xenocristais de zircões com diferenças contrastantes como teor de U distinto entre núcleo e borda, de forma que pode ocorrer metamitização do núcleo que passa de incolor para marrom, rosa ou até opaco. A ocorrência de fraturamentos radiais é uma característica de núcleos enriquecidos em U, em que há considerável expansão no volume do cristal. Porém, nos casos em que as bordas são mais ricas em U, não são observados fraturamentos radiais, e geralmente estas serão mais escuras que núcleos (Corfu *et al.*, 2003). A figura 12, disposta seguir, demonstra aspectos variados em xenocristais preservados em núcleos de zircões magmáticos.

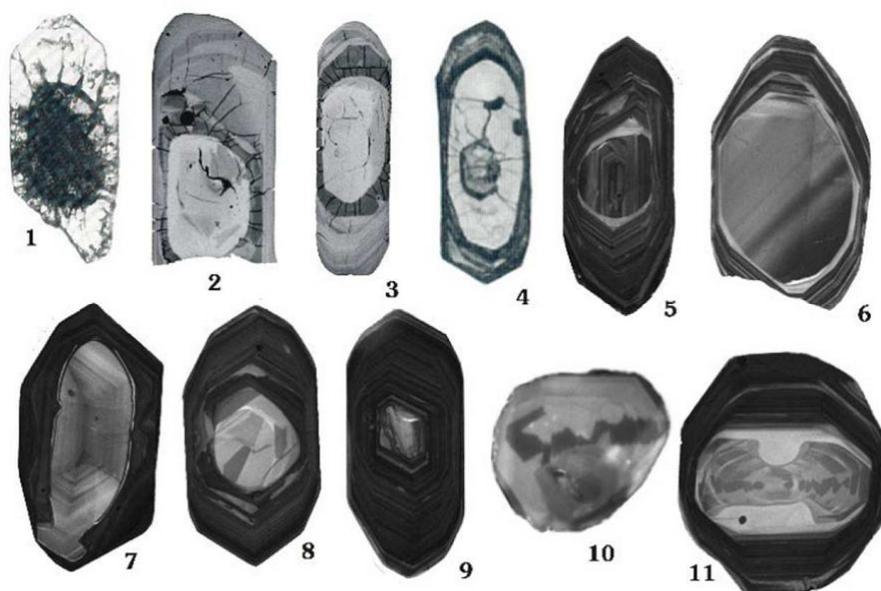


Figura 12 – Feições variadas de xenocristais preservados em núcleos de zircões magmáticos. Extraído de Corfu *et al.* (2003).

3.3.3.3 Metamorfismo de Temperatura Média a Alta

Faturas presentes em cristais de zircão podem estar relacionadas com o grau de rejuvenescimento dos grãos. Este fato é corroborado por datações radiométricas U-Pb nestas áreas, onde se observa perda de Pb, o que é causado possivelmente devido aos processos de difusão na recristalização metamórfica.

Zircões em rochas metamórficas de alto grau apresentam uma grande variedade e complexidade de texturas, estas são reflexos de variações das condições físico-químicas e a duração de cada evento metamórfico, formadas por modificações em estruturas pré-existentes e/ou por crescimento de novos cristais de zircão (Corfu *et al.*, 2003).

Grãos de zircões que são menos afetados por eventos metamórficos tem mais possibilidades em preservar vestígios de seu zoneamento original, mesmo que seja parcialmente. Desta forma, estes apresentam texturas muito semelhantes às de recristalização tardi-magmática.

Em geral, zircões em rochas da fácies granulito tendem a ser caracterizados por texturas bastante caóticas. Zoneamento concêntrico são bastante irregulares e diferentes do típico zoneamento ígneo. Algumas variações na seção e na abertura do zoneamento são bastante comuns, sendo reflexo de fortes flutuações das taxas de crescimento (Vavra *et al.*, 1996) (Figura 13).

Os tipos de textura mais extremos apresentam feições de desenhos abstratos e caóticos que combinam padrões de crescimento com estruturas de fluxo. Além destes padrões de geometria complexa, não é raro encontrar zircão, ou pelo menos domínios grandes de zircão, que são completamente homogêneos (ou parcialmente) quando examinados por técnicas de imagem comuns.

Em casos de zircões com domínios que são homogeneamente claros em BSE ou escuros em catodoluminescência, eles podem ser suspeitos de serem livres de zoneamentos, pois a catoluminescência pode ser afetada por metamitização ou por altas concentrações de elementos traços. Todavia, os domínios em que as imagens de catodoluminescência apresentam pontos muito brilhantes, são provavelmente verdadeiramente homogêneos, por possuírem teores muito baixos de elementos traços (Corfu *et al.*, 2003).

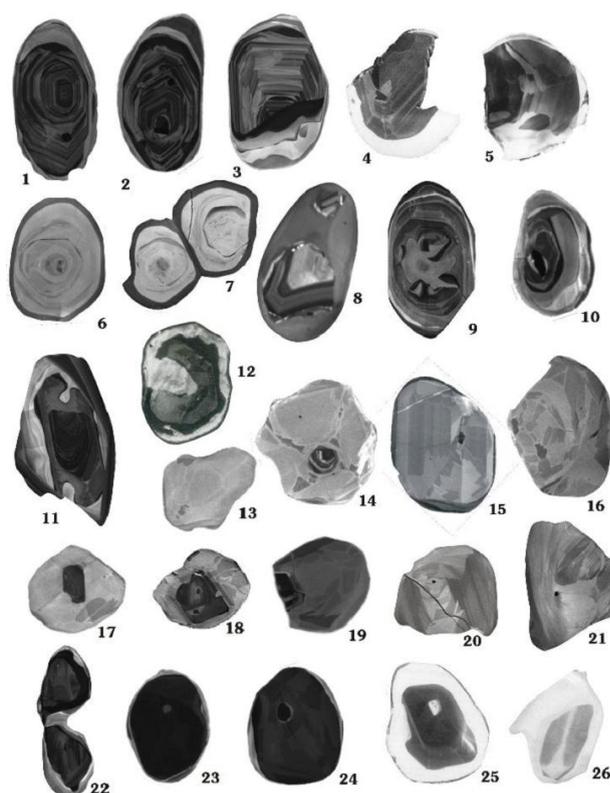


Figura 13 – Recristalização e cristalização de zircões em rochas metmórficas de alto grau. Extraído de Corfu *et al.* (2003).

3.4.4 Preparação das Amostras

A separação dos zircões foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A cominuição das amostras consistiu em britagem e moagem, utilizando respectivamente a prensa hidráulica e o britador de pratos. Posteriormente, o material foi peneirado e a fração restante foi submetida à bateia para obter um concentrado de minerais pesados. Em seguida, o concentrado de minerais é mantido na estufa para secagem, e posteriormente este material é submetido ao separador eletromagnético Frantz, o qual possibilita distinguir minerais conforme o intervalo de susceptibilidade magnética.

Após a etapa anterior, as frações não-magnéticas são trabalhadas no Laboratório de Geologia Isotópica. Neste local, as amostras são refinadas manualmente com auxílio da lupa binocular. Posteriormente os zircões são montados em resina *epoxy* e os *mounts* foram lixados para a retirada da metade do grão, com vistas a expor as texturas internas. A exibição do núcleo dos zircões fez-se com polimento, por meio de soluções com partículas de diamante com 3 μm , 1

μm e $0,25 \mu\text{m}$, de forma que as pastilhas ficaram polidas e prontas para serem fotografadas na lupa e imageadas no Microscópio Eletrônico de Varredura.

3.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) é amplamente utilizada pois apresenta alta resolução no imageamento de compostos sólidos. Esta técnica foi utilizada neste trabalho com a finalidade de analisar os zircões previamente ao processo de datação visando o imageamento por elétrons retroespalhados (*backscattering electron*”- BSE) dos cristais selecionados deste mineral para posterior identificação da textura interna dos grãos, servindo como subsídio à técnica LAM-MC-ICP-MS. Para que tal pressuposto fosse alcançado, utilizou-se o Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, modelo MEV-Jeol 6610-LV.

3.4.6 LAM-MC-ICP-MS

Os espectrômetros de massa são equipamentos que analisam substâncias ou elementos no vácuo, de acordo com a relação massa sobre carga eletrônica (m/e) sob ação combinada, geralmente, dos campo elétrico e magnético (Geraldés, 2010). Estes equipamentos são constituídos por três partes fundamentais: (1) Fonte de íons ou fonte de feixe de íons positivos; (2) Analisador de massas ou analisador magnético; e (3) Coletor de íons ou sistema de detecção (Figura 14).

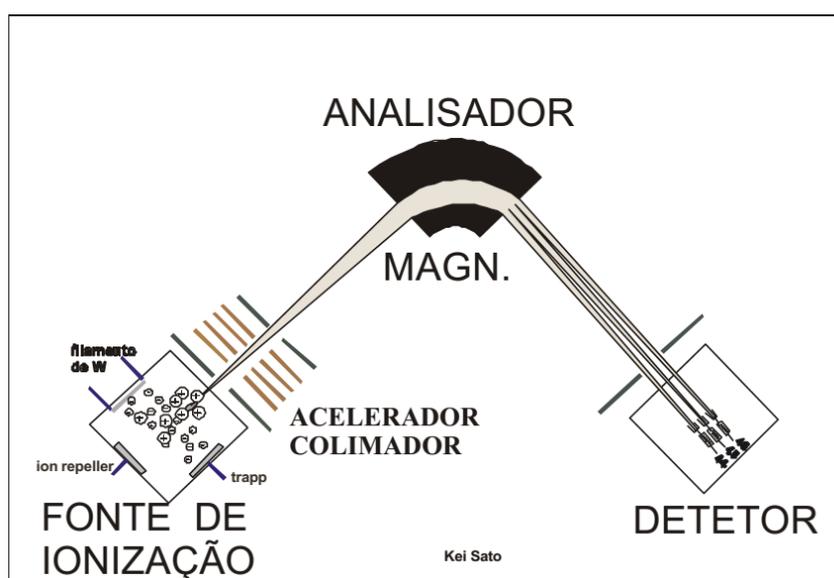


Figura 14 – Desenho esquemático do espectrômetro de massa de fonte gasosa. Extraída de Sato & Kawashita (2002).

O avanço tecnológico ocorrido nos últimos anos possibilitou o desenvolvimento de diversos tipos de espectrômetros de massa para determinação de razões isotópicas U/Pb. Basicamente eles diferem-se quanto à técnica de ionização, podendo ser por: (i) termo-ionização, cujo instrumento é o espectrômetro de massa de ionização termal ou "*Thermal Ionization Mass Spectrometer*" (TIMS); (ii) impacto de íons ou sonda iônica "*Ion probe*", representado pela microsonda iônica sensitiva de alta resolução em massa ou "*Sensitive High Resolution Micro-probe*" (SHRIMP); e plasma ou técnica de plasma acoplada indutivamente ("*Inductively Coupled Plasma*" – ICP) que produz com maior eficiência o feixe de íons, que são analisados por meio de espectrometria de massas (ICP/MS) (Sato & Kawashita, 2002), tendo como equipamento a sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente "Laser Ablation (LA)" acoplado ao "*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*" (LAM-MC-ICP-MS).

O plasma consiste no alto estado de energia de um gás em quase todas as moléculas e átomos encontram-se ionizados. Para iniciar o protoplasma, um fluxo de gás é semeado com elétrons livres oriundos de uma faísca de alta tensão de enorme potencial capaz de vencer a resistência dielétrica do gás (Sato e Kawashita, 2002). Campos magnéticos e elétricos formados pelo gerador de ondas de rádio frequência (RF) da magnitude de 40 MHz são produzidos dentro de uma bobina de carga "*load coil*" e sustentam o plasma. Estes campos acoplam a energia no plasma através da aceleração de elétrons livres da parte periférica para uma região interna da bobina de carga. A partir daí, transfere-se a energia por meio de colisão para outra espécie de plasma. A temperatura do gás de argônio varia de 600 a 800 K na parte central do plasma para uma pressão de 1,25 bar e um fluxo de 0,7 litros por minuto. Assim sendo, o plasma possui alto estado de energia, de modo que as moléculas injetadas dentro da tocha são desmembradas nos elementos químicos que as constituem, os quais são ionizados. O plasma originado em argônio foi por meio de três tubos de vidro homocêntricos, denominados de tubo interno, médio e externo. O tubo interno é responsável por transportar o gás da amostra, o tubo médio carrega o gás que mantém a tocha separada dos tubos evitando a fusão dos tubos de vidro, e por último, o tubo externo leva gás com o propósito pela refrigeração do sistema.

Os íons necessitam passar da pressão de 1 atm para o vácuo, por meio de bombas de vácuo muito eficientes. Para isso, são necessárias duas quebras na

pressão do sistema, uma inicialmente entre o cone da amostra e o cone *skimmer*, e outra posteriormente ao cone “skimmer”. Os íons do plasma são adentrados ao equipamento em velocidades altas por meio de um minúsculo orifício no cone da amostra. Somente 1% da amostra chega ao espectrômetro, sendo que os 99% que restam são removidos pelos dois cones.

Os íons produzidos em um ICP, filamento termoiônico, impacto de elétrons ou sonda de íons primários são extra-ídos para dentro de um sistema de lentes que colimam e aceleram os íons para o analisador de massas, que pode ser, na sua versão mais simples, do tipo Quadrupolo (QP) ou por tempo de voo (TOF - “time of flight”), ou, em versões com maior resolução de massas, Analisador Eletrostático (ESA) e Analisador Magnético (AM) (Sato & Kawashita, 2002). Os íons defletidos duplamente no ESA e no AM alcançam uma resolução alta, a qual possibilita diferir em determinados casos, certos tipos de isóbaros. Nesta pesquisa, o ICP-MS utilizado foi o de setor magnético.

O princípio da filtragem de massa no espectrômetro de massas de setor magnético, fundamenta-se no fato de que íons que se movem por um campo magnético criado por um eletro-magneto sofrem deflexão de sua trajetória retílinea. Deste modo, íons que tem energia cinética idênticas, a deflexão é proporcional à massa do íon e à intensidade do campo magnético. Com isso, o ICP-MS de setor magnético combina aceleração de íons e filtragem de massa magnética para retirar os isótopos almejados da fonte de ICP até o detector.

As análises isotópicas U/Pb em zircão deste trabalho foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O equipamento utilizado foi o *Multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-MC-ICP-MS) Neptune da Finnigan* (Figura 15), acoplado com um sistema *laser New Wave Excimer-k=193nm*.

As determinações realizadas seguiram o procedimento de Buhn *et al.* (2009). A ablação foi realizada em *spots* 30 μm , frequência de 10 Hz e intensidade de 2 mJ/cm^2 . Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1s, sendo utilizado padrão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) para correções de fracionamento de massa. A redução dos dados foi realizada em planilha EXCEL (cf. Buhn *et al.*, 2009) que permite correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum. As incertezas associadas às

razões são de 1σ . As idades foram calculadas e os diagramas (95% de confiança) construídos utilizando o ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

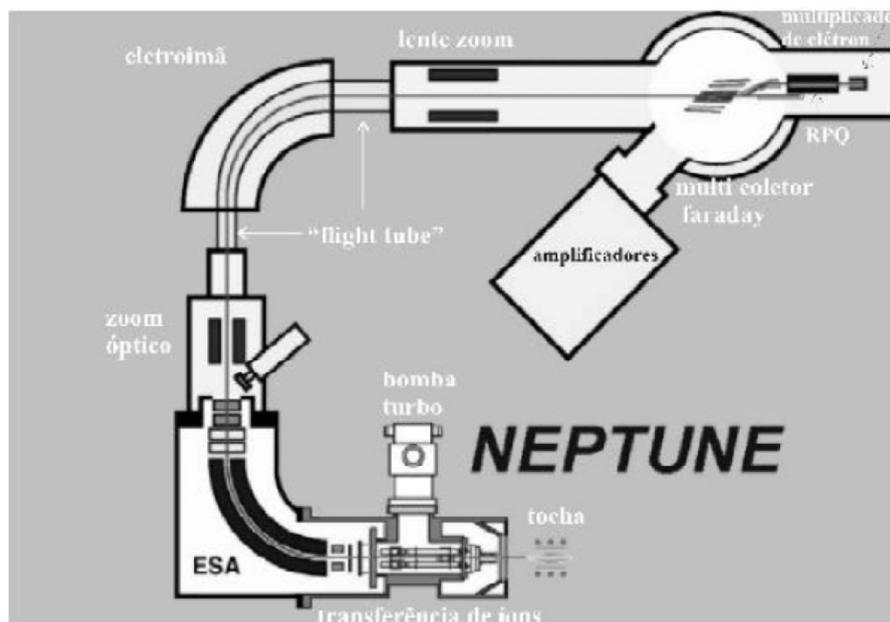


Figura 15 - Desenho esquemático do ICP-MS NEPTUNE de Finnigan Mat. Extraído de Finnigan Mat (2001).

3.5 Integração dos Dados e Elaboração da Dissertação

Os dados adquiridos mediante os procedimentos citados anteriormente foram tratados e integrados de forma a auxiliar no desenvolvimento e construção do texto dissertativo.

Para o tratamento dos dados obtidos foram utilizados os seguintes softwares:

- a) *Excel*[®], programa que contribuiu para organizar os dados de campo e laboratório em planilhas;
- b) *ARCGIS* (versão 9.3), software de georreferenciamento que foi empregado para plotagem das amostras no mapa geológico;
- c) *Corel DRAW Graphics Suite X5*, programa que serviu para criar e editar gráficos, figuras e fotografias;
- d) *ISOPLOT 3.0*, que serviu para construir os diagramas de concórdia;
- e) *Microsoft Word*[®], programa que teve como função a edição dos textos e foi empregado para a digitação da dissertação.

CAPÍTULO 4 - REFERÊNCIAS

Alkmim F.F.; Brito Neves B.D.; Alves J.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco-uma revisão. *In: O Cráton do São Francisco*, Dominguez, J.M.L.; Misi, A. (Ed). SBG- Núcleo BA/SE. 1, 45-62.

Almeida F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, p. 349-364.

Barbosa J.S.; Correa-Gomes L.C.; Dominguez J.M.L.; Souza Cruz S.A.S.; de Souza J.S.S. 2005. Petrografia e litogeoquímica das rochas da parte oeste do Alto de Salvador, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v.35(4), p.09-22.

Barbosa J.S.F. & Sabaté, P. 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (1-Suplemento): p. 7-14.

Barbosa J.S.F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. *A synthesis*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 74, n. 2, p. 343 – 359.

Barbosa J.S.F. 1996. O Embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. *In: Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L. Geologia da Bahia: Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*, SICM/SGM, Salvador, (Edição Especial), p. 63-84.

Barbosa J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do cráton do São Francisco na Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 27(3), 241-256.

Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – An expression of Archean – Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D. & Vidal Ph. (ed.). Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, p.195–221.

Barbosa J.S.F.; Cruz S.C.P. 2009. Evolução tectônica para o Domínio oeste e sudoeste do Bloco Gavião, Bahia.

Barbosa J.S.F.; Gomes L.C.C.; Marinho M.M., Silva F.C.A. 2003. Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*. 33(suplemento): 33-48.

Barbosa J.S.F.; Mascarenha S.J.F.; Correa Gomes L.C.; Dominguez J.M.L.; Souza J.S. 2012. Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização. 1. ed. v. 2. p. 1200. Salvador, Bahia: CBPM- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.

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 J.S.F.; Sabaté P.; Marinho M.M. 2003a. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1): p. 3-6.

Bastos Leal L.R.; Teixeira W.; Cunha J.C. Macambira M.J.B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2):209-220.

Bastos Leal L.R.; Teixeira W.; Cunha J.C.; Menezes Leal A.B.; Macambira M.J.B.; Rosa M.L.S. 2000. Isotopic signature of paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block and implications for the evolution of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30(1):066-069.

Benisek A.; Finger F. 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 114, 441-451.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.) 2003. Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 673 p.

Bueno J.F.; Oliveira E.P. 2002. Tonalito Capim, Bloco Uauá, Bahia: uma introdução de 3120 Ma resultante da fusão de crosta paleoarqueana. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa. Anais, 215.

Cordani U.G. & Iyer S.S. 1979. Geochronological investigation on the precambrian granulite terrain of Bahia, Brazil. *Precamb. Res.*, 9:255-274.

Cordani U.G. et al. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar Systematics of rock types in the Lagoa Real Uranium Province (South-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço cycle. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 5, n.1, p.33-46,

Cordani U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 312p.

Cordani U.G.; Sato K.; Marinho M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia-Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v, 27, n 1-3, p. 187-213, jan.

Cordani U.G.; Sato K.; Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Brazil. *In: South American Symposium on Isotopic Geology*, 2, Córdoba, Argentina, Actas, 27-30.

Corfu F.; Hachar J.M.; Hoskim P.W.O.; Kinny P. Atlas of zircon Textures. *In: Hachar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds). Zircon. Mineralogical Society of America Reviews*, p. 469-495. 2003.

Corrêa-Gomes L.C.C; Oliveira E.P. 2002. Dados Sm-Nd, Ar-Ar e Pb-Pb de corpos plutônicos no sudeste da Bahia, Brasil: implicações para o entendimento da evolução tectônica no limite orógeno Araçuaí/ Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 185-196, jun.

Costa F.G. 2008. *Petrogênese do Granodiorito Fazenda Gavião: Registro de Uma Colisão Arco-Continente no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Craton do São Francisco, Bahia*. Pós-graduação em Geociências. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. Campinas.

Cruz Filho B.E. 2004. *Magmatismo Trondhjémítico Paleoproterozóico no Núcleo Serrinha (leste da Bahia): Batólito Nordestina*. Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia. Salvador.

Cruz Filho B.E.; Conceição H.; Rosa M.L.S.; Rios D.C.; Macambira M.J.B.; Marinho M.M. 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do Batólito Nordestina, Núcleo Serrinha, nordeste do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v.35, n.4, p.1-8,dês. São Paulo.

Cruz S.C.P. et al. 2009. Mapeamento geológico e levantamentos de recursos minerais da folha Caetitê: escala 1:100.000. Salvador: UFBA. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos*. Convênio UFBA-CPRM-FAPEX.

Dickin A.P. 2006. *Radiogenic Isotope Geology*. 2ª Edição. Cambridge University Press. United States of America. New York.

FAURE, G. 2004. *Isotopes: Principles and Applications*, Cambridge, John Wiley & Sons, Cambridge University Press, 928 p.

Figueiredo M.C.H.; Barbosa J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do cráton do São Francisco. *In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A.(ed). O cráton do São Francisco*. Salvador: SBG. P.63-83. Publicação especial.

Finnigan MAT. 2001. Multicolector mass spectrometers for high precision isotope ratio determination: TRITON-NEPTUNE. Bremen, Germany, Thermo Finnigan. (Catálogo).

Gaal G.; Teixeira J.B.G.; D'el-Rey Silva L.J.H.; Silva M.G. 1987. Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogensis, Northwestern Bahia, Brazil. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador. [Palestra proferida no]

Geraldes M.C. 2010. Introdução à Geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia. São Paulo.

Harley S.L.; Kelly N.M. 2007. Zircon, tiny but timely. *Elements*, v.3, p. 3-18.

Hayward, C.L. 1998. Cathodoluminescence of ore and gangue minerals and its application in the mineral industry. *Mineralogical Association of Canada*, v.27, p.269-325.

Hoskin P.W. 2000. Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.64, p. 1905-1923.

Kosin M.; de Melo R.C.; de Souza J.D.; de Oliveira E.P.; Carvalho M.J.; Leite C.M. 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabunasalvador-Curaçá e guia de excursão. *Brazilian Journal of Geology*, v.33(1), p.15-26.

Lacerda C. M. M.; Oliveira E.P.; Mello E.F.; Barrueto H.R. 2000. Nd isotope evidence of basement contribution to the genesis of the Ambrósio Dome, Itapicuru River greenstone belt, Bahia – Brazil. *In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Abstracts Volume, CPRM, 1 CD-ROM.*

Ledru P. et al. 1994a. Âge Du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transmazonien. *Comptes rendus de l'Academie des Sciences*, Montrouge, FR, v.211, p. 120–125.

Ludwig K.R. Isoplot 3.00: 2003. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, number 4, 70pp.

Marinho M.M. et al. 1995. Geocronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and the Contendas volcano-sedimentary belt. *Boletim IG-USP. Publicação especial*, São Paulo, v. 17, p. 73-96.

Marques J.C. 2001. *Petrologia e metalogênese do depósito de cromita do sill Ipueira-Medrado, Vale do Rio Jacurici, Bahia*. 150 f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.

Martin H. et al. 1991. Um segment de croûte continenatl d'âge archéen ancient (3,4 milliards d'années): le massif de sete voltas (Bahia, Brésil). *Comptes rendus de L'Academie des Sciences*. (Série II). Paris, V.313, P.531-538.

Martin H.; Peucat J.J.; Sabaté P.; Cunha J. C. 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, v.82(1), p.35-62.

Mascarenhas J.F. 1976. Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 29., 1976. Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte. SBG, V.4, P.25-49.

Mello E.F.; Lacerda C.M.M.; Oliveira E.P.; Mcnaughton N.J. 1999a. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrósio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil: A major syntectonic granodiorite intrusion. *In: South American Symposium on Isotopic Geology*, 2., Córdoba, Argentina. Acta, 331-334.

Mello E.F.; Oliveira E.P.; Mcnaughton N.J. 1999b. SHRIMP U-Pb geochronology of Early Precambrian quartzite and its basement (Caldeirão belt), N.E. São Francisco craton, Bahia. *In: South American Symposium on Isotopic Geology*, 2, Córdoba, Argentina. Actas, 78-81.

Melo R.C. (org.) 1991. *Pintadas, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia*. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. (orgs.) 1995. *Serrinha, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia*. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Misi A.; Teixeira J.B.G.; Silva Sá J.H.; Cruz S.C.P.; Silva M.G. 2012. Capítulo IV. Principais Domínios Metalogénéticos. Ouro do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Coordenação e Organização: Misi (2012). *Texto Explicativo do Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Minerais*. CBPM - Publicações Especiais. Salvador, Bahia .

Neves S.P. 2008. Dinâmica do Manto e Deformação Continental. Uma introdução à Geotectônica. 2ª Edição. Editora Universitária UFPE. Recife.

Nutman A.P.; Cordani U.G. 1993. SHRIMP U-Pb Zircon geochronology of Archaean granitoids from the Contendas Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*. Amsterdam, v. 63, n. 3-4, p. 179-188.

Oliveira Junior T.R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFBA, 126p.

Oliveira E.P. 2011. Capítulo 2- The Late Archean Uauá Mafic Dyke Swarm, São Francisco Craton, Brazil, and implications for Paleoproterozoic Extrusion Tectonics and Orogen Reconstruction. Livro: *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic interpretation*. Springer Science & Business Media, 22 de março. 605 páginas.

Oliveira E.P. et al. 2007. The Santa Luz chromite – peridotite and associated mafic dykes, Bahia – Brazil: remnants of a transitional – type ophiolite related to the Paleoproterozoic (>2.1 Ga) Rio Itapicuru greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 28-39, dez.

Oliveira E.P. et al. 2003. U–Pb SHRIMP age of the Caraíba, Medrado and S. José do Jacuípe Mafic – Ultramafic complexes, paleoproterozoic Itabuna–Salvador– Curaça Orogen São Francisco Craton, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short papers...* Salvador: SSAGI, p. 752–754.

Oliveira E.P.; Carvalho M.J.; Duarte M. 2002c. Extrusion of the Archaean Uauá Block during Paleoproterozoic continent-continent collision: northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, Bahia. In 41 Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste.

Oliveira E.P.; Carvalho M.J.; McNaughton N.J. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Boletim Geologia USP – Série Científica* 4, 41–53.

Oliveira E.P.; Mello E.; Mcnaughton N.J.; Armstrong R. 2010. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaça orogen, São Francisco Cráton, Brazil. In: Kusky, T.M.; Zhai, M.G.; Xiao, W. The evolving continents: understanding processes of continental growth. London: Geological Society, p. 263-286. (Geological Society. Special Publication, 338).

Oliveira E.P.; Mello E.; Mcnaughton N.J.; Choudhuri A. 2002. Shrimp U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone, NE São Francisco Craton. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, Anais, p. 522.

Oliveira E.P.; Windley B.F.; McNaughton N.J.; Pimentel M.M.; Fletcher I.R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significances for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128:143-165.

Padilha A.V. & Melo R.C. Evolução geológica da Folha Pintadas. *In: Geologia da região centro norte oriental do Estado da Bahia. Folha Pintadas (SC.24-Y-D-V)*, Brasília-DF, DNPM/CPRM, PLGB, 129-157. 1991.

Paixão M.A.P.; Lafon J.M.; Oliveira E.P. 1995. Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortosítico-Leucogabroico de Lagoa da Vaca e rochas associadas, Complexo Uauá, Bahia. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5. Niterói, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3, 1995, Niterói. Anais. Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.*

Paixão M.A.P.; Oliveira E.P. 1998. The Lagoa da Vaca complex: an Archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 201-208

Peucat J.J. et al. 2011. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaça Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U – Pb zircon ages. *Journal of South American Earth Sciences*, Oxford, v. 31, p. 397-413.

Rios D.C. 2002. *Granitogênese no núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica*. 239 folhas. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia.

Rios D.C.; Davis D.W.; Conceição H.; Davis W.J.; Rosa M.L.S.; Dickin A. P. 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite–greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U–Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research*, v.170(3), p.175-201.

Sabaté P.; Peucat J-J.; Melo R.C.; Pereira L.H. 1994. Datação Pb evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: expressão do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaça (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil). *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38., Camboriú, Resumos Expandidos, 1:219.*

Santos-Pinto M.A.S.; Peucat J.J.; Martin H.; Sabaté P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11: 487-498.

Sato K.; Kawashita K. 2002. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP - Série Científica*, v. 2, p. 57-77.

Silva L.C. et al. 1997. U – Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high – grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In: Isgam- International Symposium on Granites and associated mineralization. Salvador. Abstracts... Salvador: SBG, v.1, p. 282 – 283.*

Silva L.C.; Armstrong R.; Delgado I.M.; Pimentel M.M.; Arcanjo J.B.; Melo R.C.; Teixeira L.R.; Jost H.; Pereira L.H.M.; Cardoso Filho J.M. 2002c. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I:

Limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4).

Silva M.G. da et al. 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita*, Berlim, v. 36, n. 3-4, p. 345-357.

Silva M.G. da. 1992. O greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back – arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo. V.22, n.2, p.157-166, jun.

Teixeira J.B.G.; Silva M.G. da; Misi A.; Cruz S.C.P.; Sá J.H.S. 2010. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *In: Journal of South American Earth Sciences*. 30. p. 71-83.

Teixeira W.; Sabaté P.; Barbosa J.; Noce C.M.; Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Cordani, U. G., Milani, E., J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America*, International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 101 -137.

Vavra G.; Gebauer D.; Schmid R.; Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4), 337-358.

Wetherhill G.S. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.9, p. 290-292.

Willians I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, v. 7, p.1-35.

CAPÍTULO 5 – PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA

CARTA DE RECEBIMENTO DA SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

Senhor Carlos José Sobrinho da Silveira,

Agradecemos a submissão do trabalho "GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE ROCHAS INTRUSIVAS E DE EMBASAMENTO NA REGIÃO DO VALE DO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA" para a revista Brazilian Journal of Geology. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/author/submission/30233>

Login: silveira_carlosjose

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Umberto Cordani
Brazilian Journal of Geology

Brazilian Journal of Geology
<http://rbg.sbgeo.org.br/>

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE ROCHAS INTRUSIVAS E DE
EMBASAMENTO NA REGIÃO DO VALE DO JACURICI, CRÁTON SÃO
FRANCISCO, BAHIA**

**Carlos José Sobrinho da Silveira¹, José Carlos Frantz¹, Juliana Charão
Marques¹, Waldemir José Alves de Queiroz², Siegbert Roos¹, Vinicius Medina
Peixoto¹**

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, Laboratório de Geologia Isotópica - Prédio 43129, CEP: 91509-900 Porto Alegre – RS. E-mails: silveira.carlosjose@ufrgs.br, jose.frantz@propeq.ufrgs.br, juliana.marques@ufrgs.br, sig_duda@yahoo.com.br, vinimpeixoto@hotmail.com

²Companhia de Ferro Ligas da Bahia – FERBASA, Pojuca (BA). *E-mail:* Waldemirqueiroz@hotmail.com

RESUMO:

O Complexo Jacurici, localizado no NE do Craton São Francisco, hospeda o maior depósito de cromita do Brasil. O Complexo é constituído de várias corpos N-S, possivelmente fragmentos de um único grande sill rompido durante deformação. A idade das rochas hospedeiras é assunto de debate. Alguns trabalhos sugerem que está intruso no Bloco Arqueano Serrinha enquanto outros acreditam que é parte do Cinturão Salvador-Curaçá. Mapeamento está em desenvolvimento pela CPRM e FERBASA. Entretanto, poucos dados geocronológicos estão disponíveis para a área específica onde as rochas máfica-ultramáficas afloram. O terreno é dividido em dois segmentos chamados informalmente de paragnaisses e ortognaisses, o último supostamente mais jovem considerando estar menos deformado. Os ortognaisses ocorrem na parte norte do cinturão. Petrografia revelou que alguns dos paragnaisses são álcali-feldspato granitos fortemente milonitizados. Estes afloram relacionadas às bordas da intrusão máfica-ultramáfica na área de Ipueira. Ainda, os ortognaisses consistem, ao menos em parte, de monzogranitos com deformação de baixa temperatura. Datações de zircão por LAM-MC-ICP-MS foram realizadas para cinco amostras consideradas representativas. Apenas três resultaram em boas idades Concordia: uma rocha máfica, um monzogranito e um álcali-feldspato granito. Uma rocha máfica supostamente do embasamento produziu uma idade de 2102 ± 5 Ma e é petrograficamente

similar aos metanorites descritos no Complexo Jacurici. A rocha é interpretada como registro dos primeiros pulsos do magmatismo máfico. O monzogranito gerou uma idade de $2995\pm 15\text{Ma}$, sendo mais antigo do que o esperado, relacionado ao Bloco Serrinha. O álcali-feldspato granito produziu uma idade de $2081\pm 3\text{Ma}$. O Sienito Itiúba e os pegmatitos que cortam o Complexo Jacurici tem idades semelhantes. Isto mostra uma relação muito estreita entre todas estas rochas. Considerando a falta de informações sobre a seqüência supracrustal que hospeda as rochas alcalinas e máfica-ultramáficas intrusivas nas áreas de Ipueira e Medrado, é possível que parte do terreno pertença ao Cinturão Salvador-Curaçá. Sugerimos que o Complexo Jacurici possa ter sido intrudido após a colagem tectônica entre o Bloco Serrinha e a parte mais antiga do Cinturão Salvador-Curaçá e, portanto, poderia ser hospedado por ambos.

Palavras chave: Geocronologia, U-Pb em zircão, Complexo Jacurici

ABSTRACT:

The Jacurici Complex, located in the NE of the São Francisco Craton, hosts the largest chromite deposit of Brazil. The Complex is constituted by several N-S bodies, possible fragments of a single larger sill disrupted during deformation. The age of the host rocks is still debatable. Some works suggest it is intruded on the Serrinha Archean Block while others believe it is part of the Salvador-Curaçá Belt. Mapping is under development by CPRM and FERBASA. Nevertheless, few geochronological data is available for the specific area where the mafic-ultramafic rocks outcrop. The terrain is broadly divided in two segments called informally as paragneisses and orthogneisses, the last is supposed to be younger considering it is less deformed. The orthogneisses occur at the northern part of the belt. Petrography revealed that some of the believed paragneisses are actually an alkali feldspar granite strongly milonitized. It outcrops closely related to the borders of the mafic-ultramafic intrusion in the Ipueira area. Also, the orthogneisses consist, at least in part, of monzogranites with low temperature deformation. Zircon LAM-MC-ICP-MS dating were performed for five samples considered representative. Just three provided good Concordia ages: one mafic rock, one monzogranite and one alkali feldspar granite. A supposed basement mafic rock produced a $2102\pm 5\text{Ma}$ age and is petrographically similar to the metanorites described in the Jacurici Complex. The rock is interpreted as the record of the first pulses of mafic magmatism. A monzogranite yields a $2995\pm 15\text{Ma}$ age, older

than expected, related to the Serrinha Block. The alkali feldspar granite yields a 2081 ± 3 Ma age. The Itiúba Syenite, the Jacurici Complex and pegmatites that crosscut the Complex have similar ages. It shows a very close relationship between all these rocks. Considering the lack of information about the supracrustal sequence that hosts the intrusive alkaline and mafic-ultramafic rocks at the Ipueira and the Medrado areas, it is possible that part of the terrain belongs to the Salvador-Curaçá Belt. We suggest that the Jacurici Complex can be intruded after the tectonic amalgamation of the Serrinha Block and the older part of the Salvador-Curaçá Belt and, therefore, could be hosted by both terrains.

Keywords: Geochronology, zircon U-Pb, Jacurici Complex

INTRODUÇÃO

A região do Vale do Jacurici está localizada no nordeste do Cráton São Francisco no Estado da Bahia e é conhecida por hospedar o Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici que concentra o principal depósito de cromita do Brasil. Esta região localiza-se em uma zona limite entre dois importantes segmentos crustais: o Bloco Serrinha, à leste, e o Cinturão Salvador-Curaçá, à oeste. Nos últimos anos, diversos autores buscaram explicar o contexto geotectônico. Barbosa *et al.* (2003), Barbosa & Sabaté (2003), Misi *et al.* (2012), e Barbosa *et al.* (2012) consideram o Complexo intrusivo nos terrenos granulíticos do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Por outro lado, Teixeira *et al.* (2000), Oliveira *et al.* (2004a), Oliveira *et al.* (2004b) e Teixeira *et al.* (2010) entendem que as rochas máficas-ultramáficas estão inseridas nas sequências arqueanas de médio grau do Bloco Serrinha. Mapeamento na escala 1:100.000 está sendo desenvolvido pela CPRM e mapeamentos em escala de maior detalhe tem sido realizados de forma sistemática pela FERBASA, empresa que explora o distrito cromitífero do Vale do Jacurici e que busca entender as relações entre as rochas mineralizadas e o embasamento. No entanto, na região específica das intrusões máfica-ultramáficas, poucos dados geocronológicos estão disponíveis. Assim, este estudo buscou agregar novos dados geocronológicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS de rochas adjacentes aos corpos mineralizados na região do Vale do Jacurici de modo a contribuir para o entendimento do posicionamento temporal destas mineralizações e prover novos dados que apoiem as interpretações do contexto geológico regional.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton São Francisco (Fig. 1) é a unidade melhor exposta do Escudo Pré-Cambriano Brasileiro (Barbosa & Sabaté, 2004). Segundo Barbosa *et al.* (2012), o embasamento do Cráton na Bahia sugere seis segmentos: (i) o Bloco Gavião, no qual predominam terrenos gnáissicos e migmatíticos intercalados com *greenstone belts* e granitoides; (ii) o Bloco Serrinha, no qual predominam rochas da fácies anfíbolito; (iii) o Bloco Uauá, no qual no mesoarqueano foi gerado o Complexo Anortosítico Lagoa da Vaca cujas encaixantes são similares ao Bloco Serrinha; (v) o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá constituído por rochas metamórficas orto e para-derivadas, intensamente deformadas e, em grande parte, re-equilibradas na fácies granulito e (vi) o Cinturão Salvador-Esplana, constituído majoritariamente por gnaisses, localmente migmatitos e granulitos.

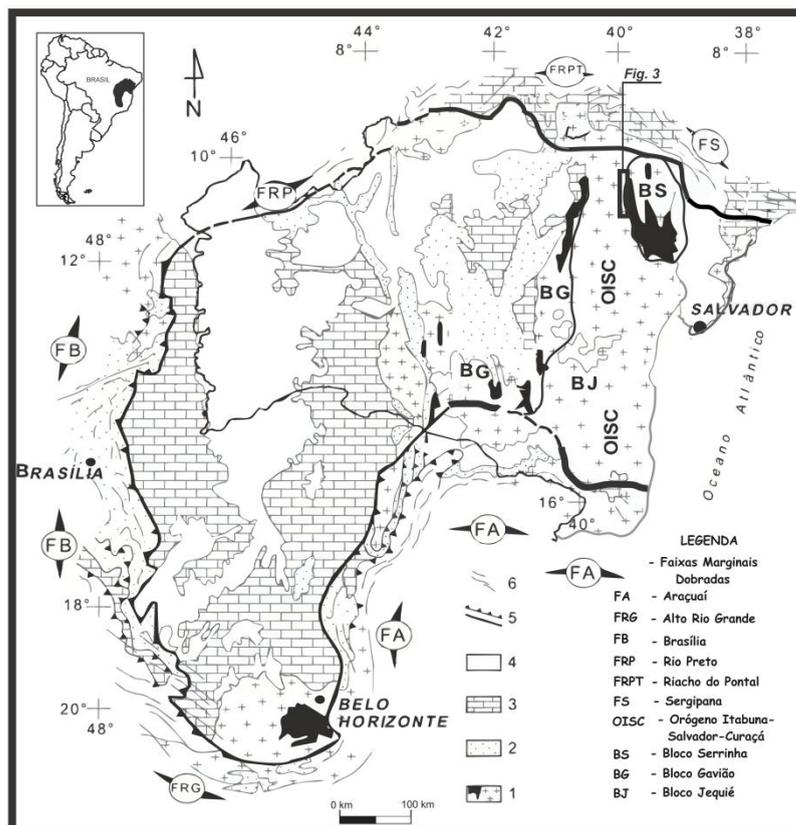


Figura 1 - Mapa do Cráton São Francisco mostrando a localização da área de estudo. Legenda: 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico com seqüências greenstone belts e o Grupo Jacobina (em preto); 2. Cobertura Mesoproterozoica do Supergrupo Espinhaço; 3. Cobertura Neoproterozoica

do Supergrupo São Francisco; 4. Cobertura Fanerozoica; 5. limites do Cráton; 6. Cinturões de dobramentos brasileiros (modificado de Barbosa et al., 2003b).

A configuração atual do embasamento do Cráton São Francisco é interpretada como produto da colisão paleoproterozoica de antigos blocos arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) que foram amalgamados em aproximadamente 2.0 Ga para formar o que é hoje o cráton. Segundo esta interpretação, a colisão ocorreu com movimento de quatro blocos no sentido NW-SE (Fig. 2a) marcado por falhas de empurrão e zonas transcorrentes tardias (Barbosa & Sabaté, 2003)

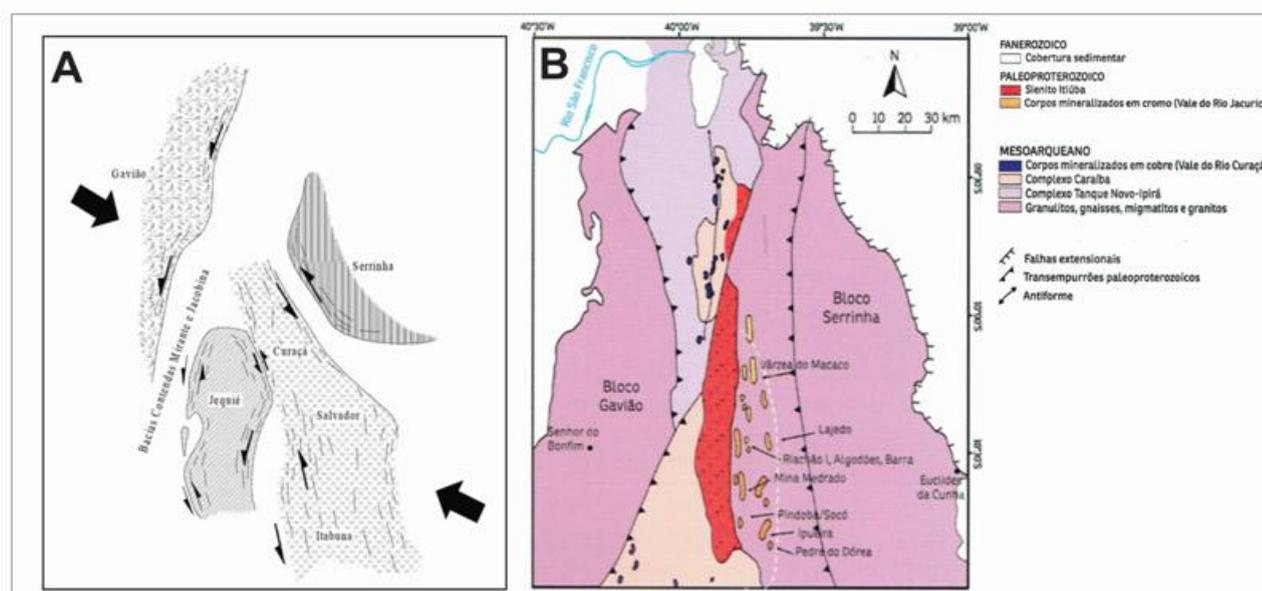


Figura 2. A. Posições sugeridas para os blocos arqueanos no início da colisão paleoproterozoica. Extraído de Barbosa & Sabaté (2003). B. Mapa geológico simplificado do segmento norte do Cinturão-Itabuna-Salvador-Curaçá, destacando dentro da linha tracejada os corpos cromitíferos do Vale do Rio Jacurici. Extraído de Menezes Leal et al. (2012), modificado de Teixeira et al. (2010).

A porção nordeste do Cráton São Francisco, onde está localizada a área deste trabalho, é constituída de dois segmentos crustais, o Bloco Serrinha à leste e a porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá à oeste (Fig. 2b).

O Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004) ou Núcleo Serrinha (Rios, 2002) é uma importante unidade arqueana-paleoproterozoica, cuja configuração estrutural é considerada como

resultado da tectônica do evento paleoproterozoico que atuou principalmente sobre o Complexo Santa Luz e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Kosin *et al.*, 2003).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2003) é o segmento mais jovem do Cráton São Francisco (Barbosa & Sabaté, 2002), e consiste em uma faixa com cerca de 800 Km de extensão formada essencialmente por rochas gnáissico-granulíticas arqueanas e paleoproterozoicas, altamente deformadas e metamorfizadas em decorrência da colisão dos blocos arqueanos em aproximadamente 2.0 Ga. É dividido em dois segmentos. A parte norte é conhecida por Cinturão Salvador-Curaçá (Santos & Souza, 1985) ou Orógeno Salvador-Curaçá (Oliveira *et al.*, 1999), enquanto que a parte sul é mencionada como Cinturão Granulítico da Costa Atlântica (Mascarenhas, 1979), Cinturão Móvel da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas, 1982) ou Cinturão Granulítico de Itabuna (Figueiredo, 1989).

Bloco Serrinha

No Bloco Serrinha, são reconhecidas as seguintes unidades litoestratigráficas (Barbosa *et al.*, 2012): Complexo Santa Luz, Rochas Máficas-Ultramáficas associadas ao Complexo Santa Luz, *Greenstone Belt* Serrinha/Rio Itapicuru e Rochas Granitóides.

Segundo trabalhos recentes de Barbosa *et al.* (2012) e Cunha *et al.* (2012), o Complexo Santa Luz é formado por um conjunto gnáissico-granítico-migmatítico mesoarqueano, disposto em um *trend* NNW-SSE, em grande parte metamorfizado na fácies anfíbolito. Estas rochas gnáissicas e migmatíticas formaram-se entre 3.0-2.7 Ga, e no intervalo de 2.1 e 1.9 Ga foram deformadas e metamorfizadas, por vezes fundidas parcialmente (Melo *et al.*, 1995).

As Rochas Máficas-Ultramáficas associadas ao Complexo Santa Luz ocorrem na porção sul, e são constituídas por serpentinitos, harzbugitos serpentinizados, cromititos maciços e gabros, sendo todo o conjunto usualmente denominado de Peridotito Cromitífero de Santa Luz (Barbosa *et al.*, 2012).

O *Greenstone Belt* Serrinha/Rio Itapicuru está estruturado segundo direção geral N-S com inflexão para E-W na porção sul, e encontra-se inserido em rochas gnáissicas e migmatíticas do embasamento do Bloco Serrinha (Misi *et al.*, 2012). Conforme proposto por Kishida (1979) e Silva *et al.* (2001), este terreno é subdividido em três unidades litoestratigráficas, da base para o topo: Unidade

Vulcânica Máfica, Unidade Vulcânica Intermediária a Félsica e Unidade Sedimentar. Ainda, ocorrem formações ferríferas e manganésíferas e *chert* laminado. Os dados geocronológicos apontam para idades paleoproterozoicas, sendo 2.2Ga (Pb-Pb em rocha total; Silva, 1992) para metabasaltos, e 2.1Ga (Pb-Pb em rocha total; Silva, 1996) para andesitos e dacitos. Exceto nos limites, todo o conjunto encontra-se metamorfozizado em fácies xisto verde (Cunha *et al.*, 2012).

As rochas supracrustais do *greenstone Belt* do Rio Itapicuru foram intrudidas por diferentes magmas graníticos no riaciano-orosiniano (Cunha *et al.*, 2012) que incluem granitóides sintectônicos do tipo IA, granitóides tarde a pós-tectônicos calcialcalinos e, ocasionalmente, granitóides do tipo S (Misi *et al.*, 2012).

Cinturão Salvador-Curaçá

As unidades litoestratigráficas da porção norte do Cinturão Salvador-Curaçá são a Suíte São José do Jacuípe, o Complexo Tanque Novo Ipirá, o Complexo Caraíba, as Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá, e Granitóides intrusivos (Oliveira *et al.*, 2004a).

A Suíte São José do Jacuípe é uma associação máfica-ultramáfica localizada à sudoeste, imbricada tectonicamente nos complexos Tanque Novo Ipirá e Caraíba. À leste é composta por biotita ou hornblenda norito, gabronorito e, subordinadamente, leucogabro. À oeste, são mais frequentes ferrogabro e ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas (Kosin *et al.*, 2003). Teixeira (1997) interpreta como rochas toleíticas de fundo oceânico. Silva *et al.* (1997) obteve idade (U-Pb SHRIMP em zircão) de 2.69 Ga para um xenólito de gabronorito incluso em enderbita TTG do Complexo Caraíba, indicando que a Suíte São José do Jacuípe seria arqueana.

O Complexo Tanque Novo-Ipirá é constituído por uma sequência vulcanossedimentar metamorfozizada a alto grau. Foram descritas seis unidades (Melo *et al.*, 1995; Kosin *et al.*, 2003): (i) biotita gnaisses aluminosos, kinzigítico ou rico em granada migmatizados, associados a gnaiss bandado, calcissilicáticas, quartzito, formação ferrífera, rocha grafitosa e rochas metamáfica e metaultramáficas; (ii) calcissilicáticas e quartzito, metacalcário, anfíbolito e formação ferrífera bandada; (iii) hornblenda-biotita gnaiss com bandas quartzo-feldspáticas, localmente granadíferas, intercalado com níveis anfíbolíticos; (iv) gnaiss grafitoso associado a calcissilicática, com intercalações de quartzito ferruginoso, anfíbolito, biotita gnaiss, gnaiss kinzigítico, gnaiss quartzo-

feldspático e quartzito; (v) gnaiss bandado (bandas granítico-granodioríticas e gabroico-dioríticas), com intercalações de gnaiss tonalítico, anfibolito e calcissilicáticas, e (vi) gnaiss quartzo-feldspático, com ou sem granada e rara biotita, associado a quartzito.

O Complexo Caraíba é constituído por ortognaisses tonalíticos (granulitos enderbíticos), granodioríticos (granulitos charnoenderbíticos), mais restritamente, graníticos (granulitos charnockíticos), trodhjemíticos (granulitos trodhjemíticos) e corpos lenticulares de granulitos gabrodioríticos (Barbosa *et al.*, 2012). O metamorfismo alcançou a transição da fácies anfibolito-granulito para fusão parcial (Kosin *et al.* 2003). Idades próximas de 2.1 Ga (Pb-Pb) foram interpretadas como de formação (Sabaté *et al.* 1994). No entanto, Silva *et al.* (1997) obteve idades de 2.695 Ma e 2.634 Ma (U-Pb SHRIMP) para ortognaisses e concluiu como de cristalização, sendo a idade de 2.072 Ma (bordas de zircão) associada ao metamorfismo granulítico.

As Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá ocorrem intrusas nos complexos Caraíba e Tanque Novo Ipirá, constituem corpos de hiperstenitos e noritos, enclaves de peridotitos e anfibolitos, e lentes de gabro e gabro norito (Teixeira *et al.*, 2010; Menezes Leal *et al.*, 2012; Misi *et al.*, 2012). Alguns hospedam mineralizações sulfetadas de cobre (Teixeira *et al.*, 2010) que vem sendo explorada a mais de 30 anos, atualmente lavrado pela Caraíba Metais S.A. Oliveira *et al.* (2004b) dataram noritos obtendo idades de 2580 ± 10 Ma e 2103 ± 23 Ma (U-Pb SHRIMP), interpretadas, respectivamente, como de cristalização e pico do metamorfismo granulítico.

Granitoides paleoproterozoicos diversos ocorrem intrusivos no Cinturão Salvador-Curaçá. Apresentam ampla variedade composicional (sienitos, granitos, granodioritos, mozonitos), posicionados em regimes pré a pós tectônicos. O mais relevante é o maciço Sienítico de Itiúba, de grande expressão que constitui um batólito alongado N-S com cerca de 150 km de extensão (Teixeira *et al.*, 2010). No entendimento de Conceição & Otero (1996) teve colocação em regime transcorrente do tipo *pull-apart*.

Complexo Máfico Ultramáfico Vale do Jacurici

O Complexo Jacurici é formado por vários corpos máficos-ultramáficos estratificados dispostos em um *trend* N-S no Vale do Rio Jacurici, à leste da Serra de Itiúba. São compostos por rochas cumuláticas, parcialmente afetadas por metamorfismo de fácies anfibolito, que variam desde

dunitos até ortopiroxenitos e gabronoritos. Pelo menos 15 destes corpos apresentam mineralizações econômicas de cromita. Detalhes sobre a constituição dos corpos mineralizados, evolução petrológica e metalogenética podem ser observados nos trabalhos de Deus & Viana (1982), Marques & Ferreira Filho (2003), Marques *et al.* (2003) e Dias *et al.* (2014). Oliveira *et al.* (2004b) datou um norito (área de Medrado) e obteve idade de cristalização de $2.085 \pm 5 \text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP).

Referente à evolução estrutural e metamórfica desta área específica, poucos trabalhos foram conduzidos e continua sendo referência Marinho *et al.* (1986). Os seguintes eventos são reportados:

(i) Evento deformacional D1 responsável por dobramentos isoclinais e transposições, tendo como registro a foliação S1 paralela a S0, bem marcada nas rochas supracrustais hospedeiras (Granada Biotita Gnaiss) e nos ortognaisses granodioríticos (G1);

(ii) Evento deformacional D2, que dobra (isoclinais e apertadas) a foliação S1 dos gnaisses bandados. Contemporâneo a este evento haveria intrusão de granodioritos e tonalitos (G2);

(iii) Evento deformacional D3, responsável pela estruturação do *trend* regional de direção NNE a NNW. Durante este evento, intrudiram rochas graníticas a sieníticas (G3), cujo representante principal é o Sienito Itiúba.

Quanto ao metamorfismo, de modo geral, todas as rochas estariam granulitizadas à exceção das intrusões G3 que teriam sofrido apenas metamorfismo de fácies anfibolito com picos localizados na fácies granulito. Marinho *et al.* (1986) posiciona o Complexo máfico-ultramáfico Jacurici como no evento D1, anterior as injeções G1.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizados trabalhos de campo ao longo da área de ocorrência das rochas máfica-ultramáficas do Complexo Jacurici em uma extensão de 50 a 60 km, N-S. Esta etapa teve o apoio da FERBASA tendo como base mapas de trabalho internos da empresa. A coleta de amostras foi direcionada para rochas adjacentes aos corpos máfico-ultramáficos e para rochas entendidas como pertencentes a um terreno de embasamento possivelmente mais jovem à norte. Os trabalhos de laboratório foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI/UFRGS). Foram selecionadas 11 amostras, sendo cinco destinadas a análises isotópicas. Para petrografia, utilizou-se o Microscópio Leica DMLP. Para geocronologia, as amostras

foram moídas, peneiradas e minerais pesados concentrados por batéia. Os minerais não magnéticos foram separados utilizando o separador eletromagnético Frantz. Zircões foram catados, montados em resina *epoxy*, lixados, polidos e fotografados. Imagens backscattering foram obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM-6610LV do LGI/UFRGS. As análises isotópicas U/Pb em zircão foram obtidas através de ablação a laser (New Wave Excimer-k=193nm) em espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado modelo Neptune/Finnigan (LAM-MC-ICP-MS). As determinações realizadas seguiram o procedimento de Buhn *et al.* (2009). A ablação foi realizada em *spots* 30 μm , frequência de 10 Hz e intensidade de 2 mJ/cm^2 . Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1s, sendo utilizado padrão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) para correções de fracionamento de massa. A redução dos dados foi realizada em planilha EXCEL (cf. Buhn *et al.*, 2009) que permite correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum. As incertezas associadas às razões são de 1σ . As idades foram calculadas e os diagramas (95% de confiança) construídos utilizando o ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

RESULTADOS

Geologia Local

A geologia da região do Vale do Rio Jacurici compreende aproximadamente 1500 Km^2 e consiste de área complexa com rochas de idades estimadas entre arqueano e paleoproterozoico. Neste trabalho, o contexto geológico local está baseado nos trabalhos que vem sendo desenvolvidos pela FERBASA e é tentativamente contextualizado em um mapa simplificado a partir das versões preliminares dos mapas 1:100.000 folhas Andorinha (SC.24-Y-B-II) e Pinhões (SC.24-V-D-V) da CPRM disponíveis no GEOBANK. A figura 3 representa esta simplificação e exhibe os pontos descritos e amostrados.

As unidades descritas pela CPRM na área são consideradas como pertencentes ao Complexo Santa Luz de idade mesoarqueana, e são elas: ortognaisses migmatíticos metassomatizados, ortognaisses migmatíticos tonalíticos a granodioríticos, rochas metamáficas e metaultramáficas, mármore calcítico a dolomítico e granada biotita gnaiss. Na escala do mapa, o Complexo Máfico-Ultramáfico Vale do Jacurici estaria hospedado na unidade de granada biotita gnaiss. A oeste desta

faixa, encontra-se a área de ocorrência das rochas granitóides intrusivas de idade riaciana, representadas pelo Maciço Sienítico Itiúba. No extremo Noroeste, afloram rochas do Orógeno Salvador-Curaçá, representadas pelo Complexo Caraíba e Complexo Tanque Novo-Ipirá.

Os trabalhos desenvolvidos pela FERBASA definem informalmente três conjuntos principais como sendo as hospedeiras do Complexo. Um conjunto de migmatitos e gnaisses mais deformados (este de ocorrência restrita e não em contato direto com as ultramáficas), um conjunto de paragnaisses, e um conjunto definido como ortognaisses, estes últimos aflorantes na parte norte da área e considerados até o momento como mais jovens, devido a menor intensidade de deformação, e tidos como intrusivos nos paragnaisses e migmatitos. Na área do Complexo, particularmente em Medrado, ocorre uma sequência siliciclástica variada e mármore calcíticos a dolomíticos (com e sem olivina), claramente metassedimentar. O grupo denominado de paragnaisses incluiria também rochas quartzosas ricas em granada comuns na proximidade de Ipuera. Ainda, são considerados como deste grupo, rochas geralmente de coloração clara, fortemente milonitizadas, e com frequentes intercalações de rochas máficas (chamadas genericamente de anfibólitos), consideradas como parte do embasamento. A derivação sedimentar destas rochas miloníticas específicas não é possível de ser definida em campo com clareza. A presença de poucos afloramentos e, principalmente, a intensidade de deformação milonítica oblitera muito a relação destas rochas com as demais do embasamento.

Foram visitados e amostrados os litotipos considerados representantes destas 3 grandes unidades, sendo dedicada atenção na petrografia, para posterior datação geocronológica, apenas às rochas ortoderivadas e àqueles litotipos cuja definição entre orto e paraderivados foi considerada difícil em campo. A necessidade de uma melhor definição da relação temporal entre os orto e paragnaisses é entendida como relevante pela FERBASA por entender que as rochas mineralizadas estão majoritariamente incluídas nos terrenos de paragnaisses. Posterior a todas as unidades, encontram-se os granitóides de natureza alcalina relacionados ao Maciço Itiúba que formam corpos de grande porte e com variável milonitização desde intensa até leve nas proximidades do Maciço até corpos isolados com milonitização leve a incipiente.

Assim, os pontos JR-08B e JR-08C são representantes do considerado como paragnaisses na região de Ipuera e consistem de rocha de coloração clara com foliação penetrativa e segregação de sílica e bandas ricas em mica branca. Rochas similares a estas são reportadas como aflorantes junto aos

mármore na área da Mina de Medrado. Da mesma forma, o ponto JR-05A é considerado como deste grupo de paragnaisses, mas está localizado mais a norte do Complexo, na área de um pequeno corpo ultramáfico denominado de Teiú. O ponto JR-02D (Fig. 4d) consiste de uma rocha máfica intrusiva no grupo dos paragnaisses na área da cava de Riachão I, denominado genericamente de anfibólito e entendido como sendo parte do embasamento das rochas do Complexo Jacurici. Já o ponto JR-03A (Fig. 4a,b), da localidade de Praça, representa o grupo de ortognaisses considerados até o momento como intrusivo nos paragnaisses. Esta relação de intrusão é uma interpretação genérica de campo devido às características gerais como a aparência menos deformada das rochas. Representando os corpos entendidos como tardios, foram amostrados os pontos JR-01A (Fig. 4c) e JR-01B que afloram como um corpo isolado com características de rocha de composição mais alcalina variando localmente na intensidade de milonitização de leve a incipiente.

No presente trabalho, excetuando-se algumas áreas restritas de gnaisses e migmatitos, pode-se observar a presença de bandamento apenas no ponto JR-05A. Nas demais áreas, o que se observa é uma deformação milonítica heterogênea de direção N-S com caráter pervasivo local. Também localmente há dobramentos apertados a isoclinais com forte transposição paralela a esta foliação.

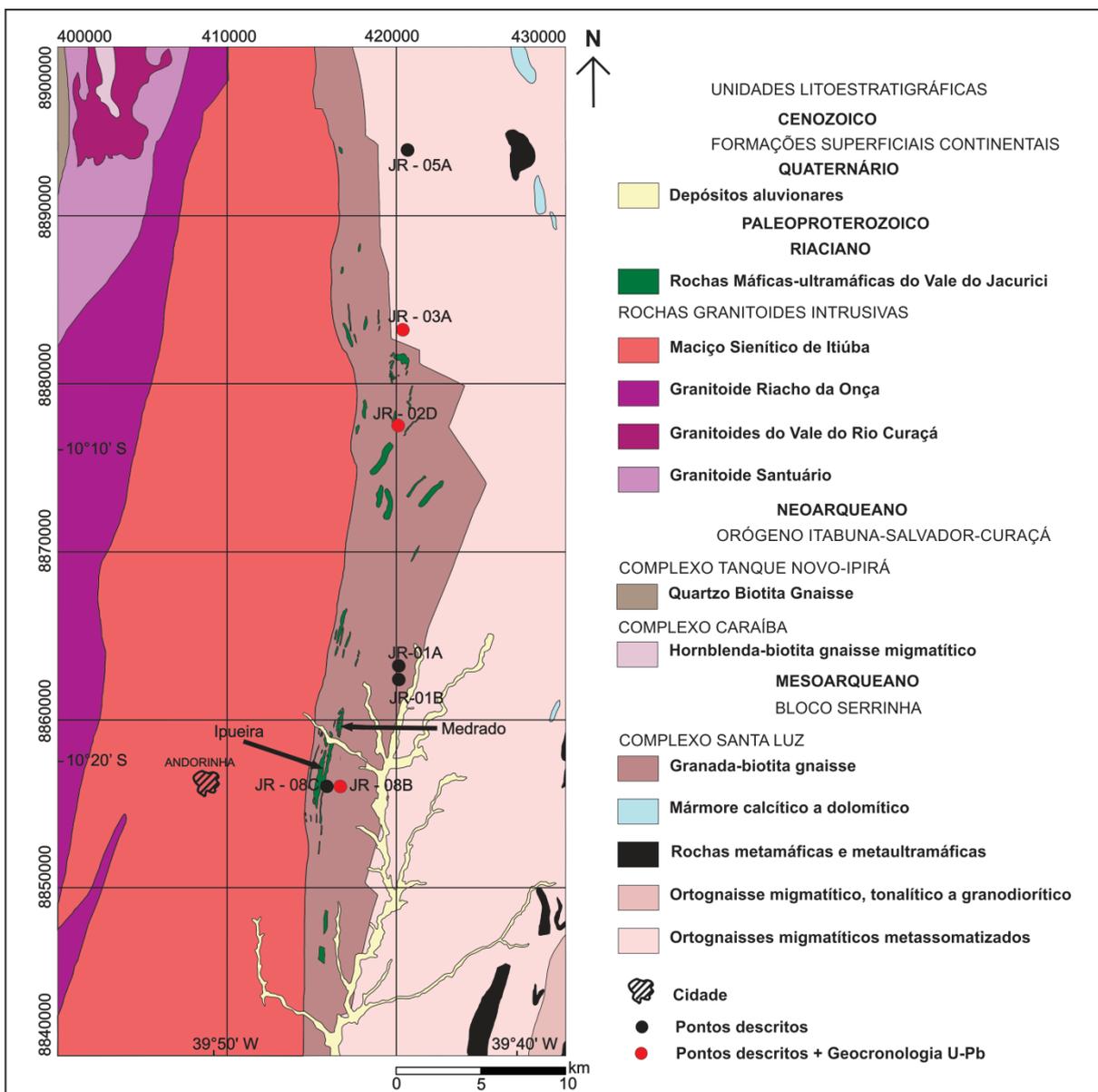


Figura 3 – Mapa Preliminar da Geologia da região Vale do Jacurici. Simplificado de CPRM (2014).

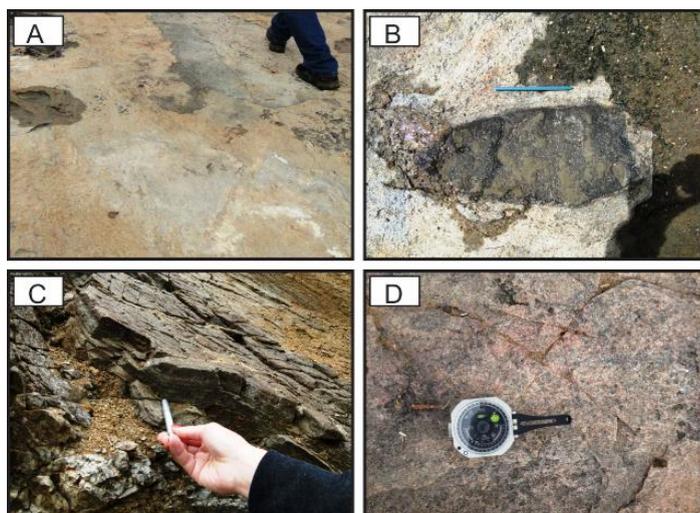


Figura 4: Fotografias de afloramentos das rochas estudadas nos pontos: A) JR03A – aspecto geral do afloramento, B) Xenólito observado nas rochas do ponto JR03A, C) JR02D – aspecto geral da rocha máfica, D) JR01A – intrusiva alcalina.

Petrografia

A análise petrográfica permitiu observar que as rochas agrupadas como paragneisses, mas que em campo apresentavam características duvidosas quanto a sua origem (JR-8B, JR-08C e JR-05A), são rochas ortoderivadas de natureza granítica. As descrições permitiram separar as amostras em dois grupos de acordo com a composição QAP (Fig. 5). Um constituindo monzogranitos e outro de composição mais alcalina variando de sienogranitos a álcali-feldspato granitos. A seguir serão descritas as características gerais destes dois grupos e da rocha máfica (JR-02D), reconhecida genericamente no campo como anfíbolito, mas que trata-se de um metagabronorito.

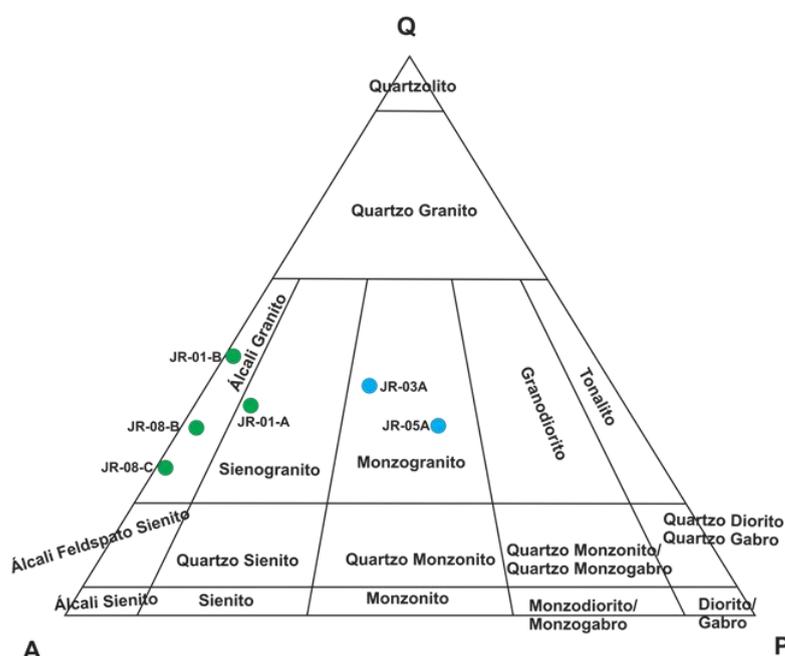


Figura 5 – Classificação das rochas félsicas encaixantes imediatas do Complexo Máfico Ultramáfico Vale do Jacurici segundo Streckeisen (1976).

MONZOGRANITOS

As rochas monzograníticas (JR-03A e JR-05A), comumente apresentam textura ígnea maciça a bandada, com mineralogia constituída por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, opacos e zircão, sendo que localmente pode se observar a presença da augita. Esta unidade é inequigranular, de textura média a fina composta principalmente por grãos subédricos a euédricos de K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Existem contatos locais a 120° entre os grãos de quartzo da rocha, mas eles não são

frequentes para gerar uma textura característica e predominantemente granoblástica. O quartzo ocorre sempre com extinção ondulante, os cristais são anédricos em sua maioria e os contatos entre os minerais são por vezes interlobados ou angulosos. Os grãos frequentemente formam subgrãos (Figura 6A e 6B). O plagioclásio ocorre como grãos subédricos, de até 2,5 mm, que apresentam macla polissintética, muito localmente encurvadas devido à deformação. O plagioclásio apresenta contatos retilíneos com outras fases minerais e alguns se encontram sericitizados, tanto nas bordas, quanto internamente. O K-feldspato, pertitizado e microclínio, tem forma anédrica a subédrica e tamanho de até 5 mm. Apesar da forte alteração, os minerais podem ser reconhecidos através das suas texturas pertíticas e pela macla xadrez. A biotita, menor que 5%, normalmente está alterada, e se apresenta de duas formas: como agregados entre outras fases minerais marcando fluxo ígneo e como cristais subédricos de até 1,5 mm (Figura 6C e 6D). O piroxênio presente é geralmente a augita, são cristais que ocorrem em agregados e apresentam coloração acinzentada a luz natural. Alcançam até 1,5 mm e são subédricos. Por vezes estão fraturados e se observa orientação que marca a foliação da rocha. O zircão é mineral acessório nesta rocha e aparece incluso em k-feldspato e nos cristais de quartzo.

A foliação é marcada pela orientação dos fenocristais de k-feldspatos, pelas bandas de variação granulométrica dos grãos e por alinhamento dos piroxênios e pode ser considerada como de fluxo ígneo em alguns locais (JR-03A, Fig. 6A) ou deformacional em outros onde o bandamento é bem visível em campo (JR-05A, Fig. 7A). Nas regiões onde a rocha encontra-se mais deformada, observa-se textura milonítica mais pronunciada com acentuada quebra de grãos. Fenocristais de K-feldspato com até 1 cm podem apresentar bordos mais intensamente quebrados formando uma cauda de destruição. A recristalização isolada dos cristais de quartzo em combinação com quebra dos feldspatos e a ocorrência de foliação incipiente em determinadas porções nesta unidade e bandamento pronunciado, mas sem forte recristalização, em outras indicam que a deformação processou-se em condições de baixa a no máximo média temperatura nas rochas da porção norte da área estudada, não sendo de alto grau e deixando, em muitos locais, a trama ígnea praticamente intacta.

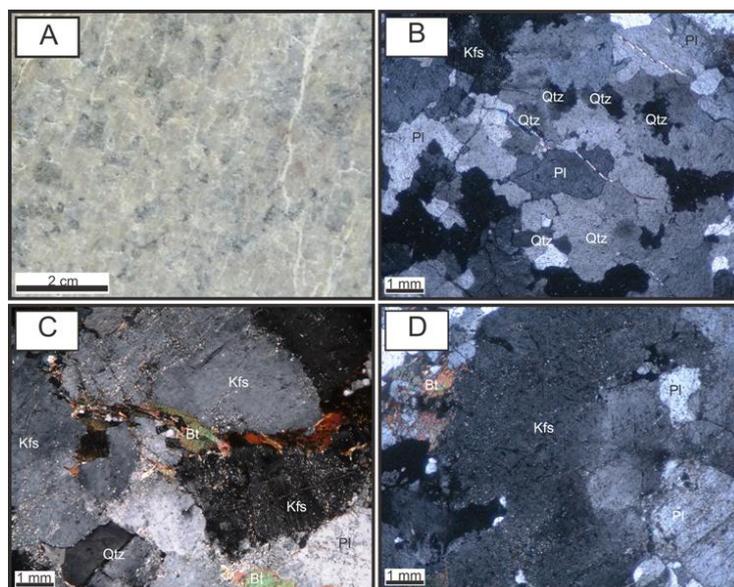


Figura 6: JR-03A. A) Aspecto macroscópico do monzogranito mais claro e menos deformado; B) Quartzo recristalizado, LP; C) Lamelas de biotita entre cristais de K-feldspato, LP; e d) K-feldspato alterado por argilização, LP Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Bt=biotita, Kfs=K-feldspato.

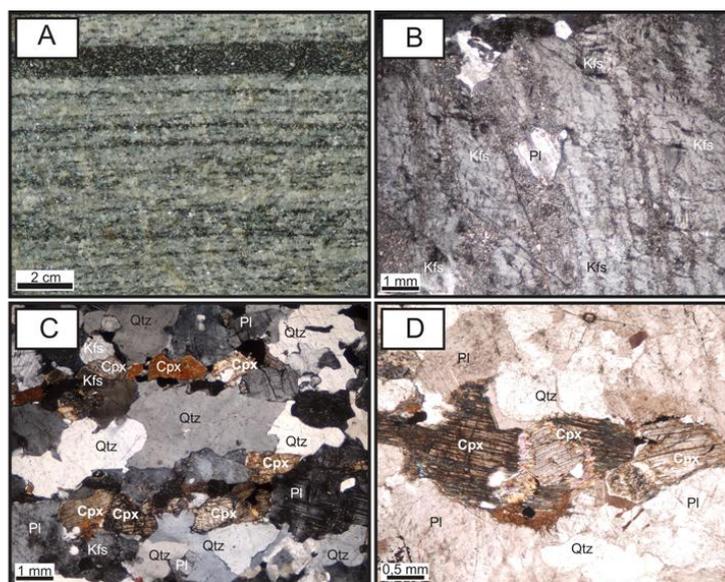


Figura 7: JR-05A. Aspecto macroscópico do monzogranito quando bandado; B) Cristal de K-feldspato com inclusão de plagioclásio, LP; C) Foliação da rocha dada pela orientação de augita e de outras fases minerais e também pela diferença granulométrica entre bandas, LP; D) Grãos de piroxênio fraturados, LP. Qtz=quartzo, Pl=plagioclásio, Cpx=clinopiroxênio, Kfs=K-feldspato.

SIENOGANITOS E ÁLCALI-FELDSPATO GRANITOS

Os sienogranitos e álcali-feldspato granitos (JR-01A, JR-01B, JR-8B, JR-08C) são texturalmente equigranulares a inequigranulares com textura variando de fina, média até grossa,

localmente com foliação marcada por lamelas de biotita orientadas e por orientação de eixos maiores de quartzo (Fig. 8A, 8B). A foliação quando presente é interpretada como sendo magmática. Esta unidade varia de equigranular a inequigranular, A textura ígnea está bem preservada e as rochas são compostas essencialmente por K-feldspato pertitizado, quartzo, biotita localmente bem alterada e raros grãos de plagioclásio (Fig.9A) e piroxênio (Fig.9). O feldspato alcalino pode ocorrer como cristais médios a finos, subédricos a anédricos de 0,2-2 mm, comumente com macla xadrez ou pertitas com exsoluções do tipo *string* finamente espaçadas (0,01mm), (Figs.8C, 9B). Geralmente os grãos não tem orientação preferencial e nem sinais de deformação. Alguns cristais estão intercrescidos com plagioclásio, onde se observa a formação de mirmequitas. Alguns grãos de microclínio se encontram com as clivagens argilizadas (Figs.9B e 9C). O quartzo apresenta cristais anédricos intersticiais de até 0,8mm, com extinção ondulante variável e sem orientação preferencial. Também ocorrem grãos anédricos maiores, de até 7 mm, com eixo maior orientado paralelamente à foliação e comumente com alguma recristalização. Alguns cristais são precoces e ocorrem como grãos globulares inclusos em outras fases minerais (Figura 8D). O plagioclásio é muito raro, forma cristais subédricos a anédricos. Pode estar incluso como pertita, no quartzo ou incluir ortoclásio. A macla polissintética é contínua e finamente espaçada (Fig. 9D). A biotita forma lamelas de até 3 mm, são orientadas paralelas à foliação ou ocorrem sem orientação preferencial. A mica branca ocorre restrita em contato reto com o quartzo e plagioclásio. O zircão ocorre como acessório incluso ou livre, titanita ocorre inclusa em feldspatos e opacos disseminados. Em raro local ocorre ortopiroxênio anédrico com até 0,7mm, fraturado e parcialmente substituído por argilominerais e óxidos (Fig. 10D). A presença de ortopiroxênio poderia indicar composições charnoquíticas para essas rochas, no entanto estes estão em clara feição de desequilíbrio.

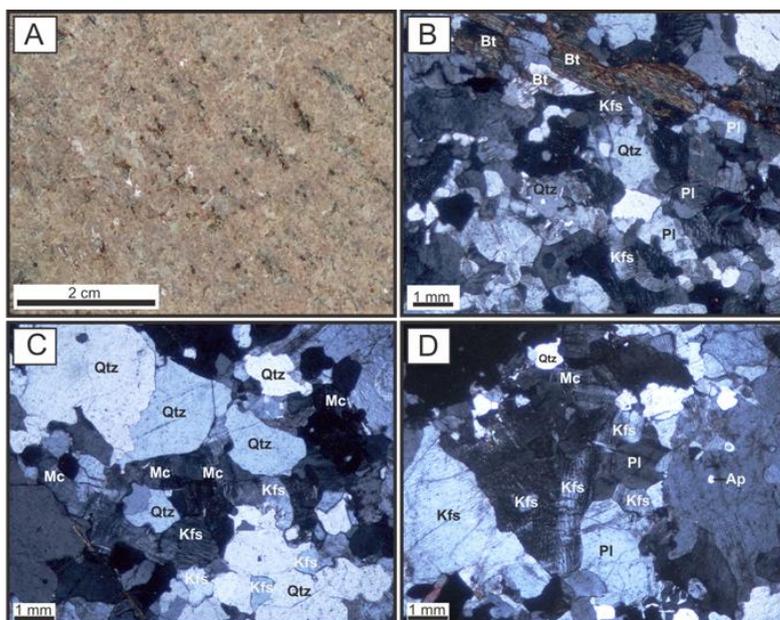


Figura 8: JR-01A A) Aspecto macroscópico de sienogranito com foliação magmática; B) Biotita paralela a foliação da rocha. Cloritização pode ser observada, LP; C) Porção de granulometria grossa mostrando a textura ígnea, LP; e D): Intercrescimento de K-feldspato e quartzo gerando mirmequitas. Ainda, quartzos precoces inclusos em k-feldspato, LP. Qtz=quartzo, K-feldspato, Bt=biotita.

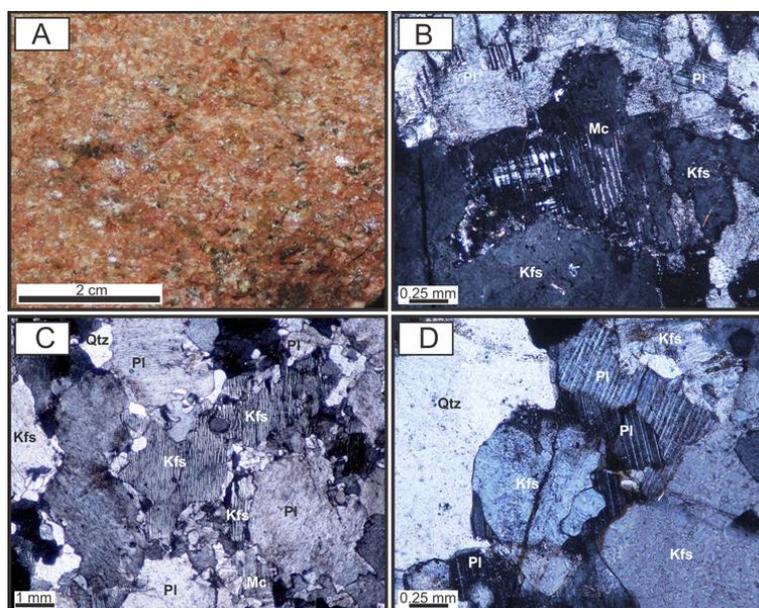


Figura 9: JR 01B A) Aspecto macroscópico do álcali granito com textura equigranular; B) Detalhe das clivagens argilizadas no microclínio, LP; C) Pertita string com inclusão de quartzo precoce globular em extinção, LP; e D) Plagioclásio englobando parcialmente cristal de K-feldspato, que

ainda possui inclusão de quartzo precoce globular. Todos estão inclusos em grande cristal de K-feldspato pertitzado, LP. Quartzo, Mc=Microclínio, Pl=Plagioclásio.

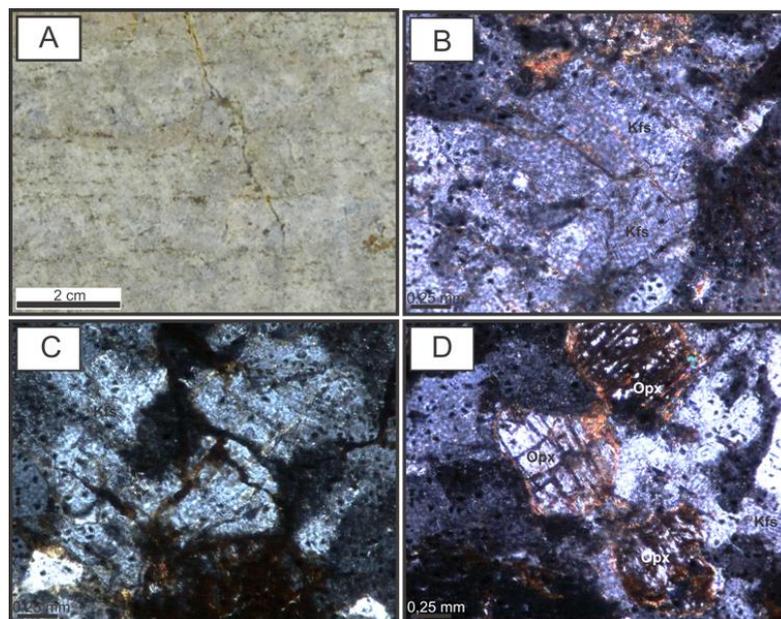


Figura 10: JR 08B A) Aspecto macroscópico do álcali granito esbranquiçado com textura inequigranular; B) Feldspato com fraturas preenchidas, LN; C) Feldspato com fraturas preenchidas, LP; e D) Hiperstênio corroído e substituído, LP. Kfs=K-feldspato, Opx=ortopiroxênio.

METAGABRONORITO

A rocha é equigranular média, com foliação muito incipiente marcada por diferença na proporção de hornblenda e plagioclásio (JR-02D, Fig.11A). A mineralogia constitui-se de hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio, biotita e granada, com magnetita acessória. A hornblenda ocorre como cristais subédricos (até 2 mm), muitas vezes contornando ou incluindo parcialmente plagioclásio. Pode conter inclusões de clinopiroxênio e magnetita. O plagioclásio ocorre como prismas curtos (até 3 mm), varia de subédrico a euédrico e podem apresentar extinção ondulante e macla polissintética encurvada (Fig.11B). O clinopiroxênio é prismático (0,25 a 2mm), verde fraco a incolor, localmente fraturado. Pode estar inclusos em plagioclásio como cristais arredondados (Fig. 11C) em textura reliquiar ígnea ou recristalizado em textura granoblástica. A granada ocorre como cristais euédricos de até 0,2 mm inclusas em plagioclásio, ou como cristais maiores anédricos de até 2,5mm contornados por hornblenda e piroxênio (Figura 11D). A magnetita ocorre disseminada ou inclusa em plagioclásio,

hornblenda e piroxênio. A recristalização parcial com textura granoblástica local e paragênese com granada e hornblenda indicam metamorfismo de fácies anfibolito. O protólito é provavelmente um gabronorito.

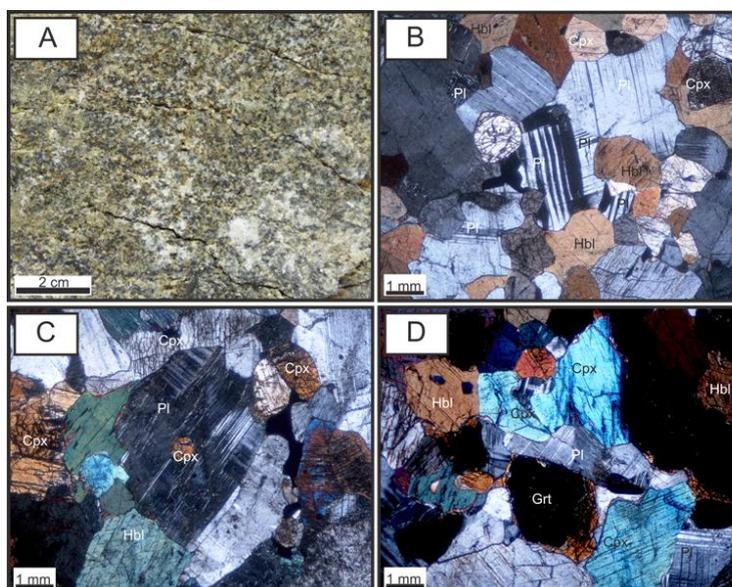


Figura 11: JR-02D A) Aspecto macroscópico do anfibolito; B) Plagioclásio com macla deformada, LP; C) Clinopiroxênio arredondado incluído em plagioclásio, LP; e D) Contato interlobado de clinopiroxênio com plagioclásio e clinopiroxênio contornando granada. Pl=plagioclásio, Hbl=hornblenda, Cpx=clinopiroxênio, Grt=granada.

Geocronologia U-Pb

Os estudos geocronológicos foram direcionados para as amostras JR-01A (álcali-granito), JR-02D (metagabronorito), JR-03A (monzogranito do terreno de “ortognaisses”), JR-05A e JR-08B (monzogranito e álcali-feldspato granito do terreno considerado “paragnaisses”, respectivamente). Os dados foram obtidos a partir de grãos escolhidos de forma randômica, buscando analisar todas as tipologias de zircão. As amostras JR-01A e JR-05A continham apenas zircões metamictos e com alto chumbo comum, o que impediu a obtenção de informações confiáveis, sendo portanto desconsideradas.

A amostra JR-03A forneceu uma população de grãos de tamanho relativamente grande (100-200µm), 3x1, euédrico com bordos levemente arredondados, bipiramidados e de cor amarelada. As imagens de *backscattering* evidenciaram grãos homogêneos e fraturados (Figs. 12A, 12B). A partir de

17 pontos analíticos (tabela 1) obteve-se uma idade de intercepto superior de $2992\pm 13\text{Ma}$ com bordas tendendo a ser mais discordantes, porém sem definição de uma boa idade de intercepto inferior (Fig. 13A). Sete pontos forneceram uma idade concórdia de $2995\pm 15\text{Ma}$ considerada como a idade de cristalização desta rocha monzogranítica (Fig. 13B). A razão Th/U variou pouco, entre 0,27 e 0,61.

A amostra de metagabronorito (JR-02D) forneceu poucos grãos, mas todos de boa qualidade. São grãos anédricos, médio a grandes ($100\text{-}150\mu\text{m}$), 2×1 e de coloração rósea. Em imagens de *backscattering* foi possível observar que são grãos homogêneos, sendo alguns porosos. Com 10 pontos analíticos (tabela 2) foi obtida uma idade de intercepto superior de $2096\pm 12\text{Ma}$ (Fig. 14A). Oito pontos fornecem uma idade de $2102\pm 5\text{Ma}$ considerada como de cristalização desta rocha máfica (Fig. 14B). A razão Th/U variou entre 0,23 e 1,21.

A amostra de álcali-feldspato granito (JR-08B) forneceu aparentemente duas populações de zircões, uma de grãos amarelo escuro geralmente maiores ($150\text{-}250\mu\text{m}$) e outra de grãos translúcidos menores ($150\text{-}200\mu\text{m}$). Alguns grãos exibem zanação magmática (Fig. 12E). Não houve diferenças analíticas nestas populações sendo que parte dos grãos apresentaram chumbo comum inviabilizando análises de boa qualidade em maior número. Alguns raros grãos exibiram núcleos herdados, porém metamictizados. Dezenove pontos analíticos (tabela 3) determinaram uma idade de $2087\pm 9\text{Ma}$ (Fig. 15A), sendo que quatorze forneceram uma idade concórdia de $2081\pm 3\text{Ma}$ considerada como de cristalização (Fig. 15B). Os grãos concordantes forneceram uma razão Th/U entre 0,50 e 1,53.

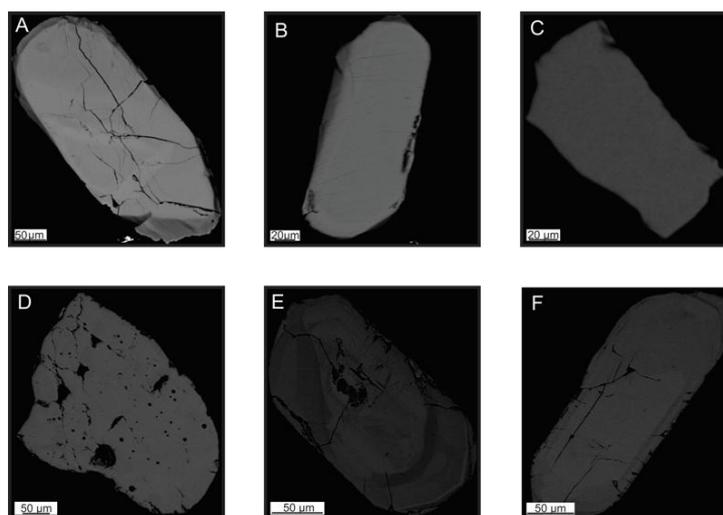


Figura 12 – Imagens de *backscattering* de zircões. A,B) amostra JR-03A-monzogranito; C,D) amostra JR-02D-metagabronorito; E,F) amostra JR-08B-álcali granito.

Tabela 1- Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR03A.

Ponto Analisado	Razões						Age (Ma)						% Conc.	f 206	²³² Th/ ²³⁸ U	
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				±
JR_3_A1	17,183700	1,0	0,572380	0,8	0,79	0,217740	0,6	2918	20	2964	10	2945	10	98,4	0,01	0,36
JR_3_A3	18,020700	1,2	0,594120	1,0	0,77	0,219990	0,8	3006	23	2981	12	2991	12	100,9	0,01	0,36
JR_3_A4	17,712800	1,0	0,588300	0,8	0,85	0,218370	0,6	2983	18	2969	10	2974	10	100,5	0,00	0,58
JR_3_A5	15,793700	1,6	0,539110	1,3	0,78	0,212480	1,0	2780	28	2925	16	2864	15	95,1	0,01	0,53
JR_3_A6	15,402500	2,7	0,533170	2,6	0,96	0,209520	0,8	2755	58	2902	13	2841	26	94,9	0,53	0,51
JR_3_A6	15,525100	2,3	0,541320	1,8	0,79	0,208010	1,4	2789	41	2890	22	2848	22	96,5	0,01	0,61
JR_3_B1	16,218400	1,3	0,552530	1,1	0,87	0,212890	0,6	2836	25	2928	10	2890	12	96,9	0,01	0,42
JR_3_B4	14,219900	1,5	0,503180	1,3	0,89	0,204960	0,7	2627	28	2866	11	2765	14	91,7	0,01	0,42
JR_3_B7	17,908300	1,8	0,587220	1,4	0,79	0,221180	1,1	2978	33	2989	17	2985	17	99,6	0,01	0,32
JR_3_B10	18,407200	1,2	0,598000	1,0	0,77	0,223250	0,8	3022	23	3004	12	3011	12	100,6	0,01	0,46
JR_3_B13	15,470700	1,6	0,539280	0,8	0,74	0,208060	1,3	2780	19	2891	22	2845	15	96,2	0,01	0,30
JR_3_D5	17,344800	1,0	0,569670	0,8	0,84	0,220820	0,5	2907	20	2987	8	2954	9	97,3	0,01	0,27
JR_3_E1	18,355600	1,6	0,599580	1,0	0,82	0,222030	1,2	3028	24	2996	20	3009	15	101,1	0,01	0,32
JR_3_E3	16,230700	1,9	0,556030	1,7	0,90	0,211710	0,8	2850	39	2919	13	2891	18	97,7	0,02	0,51
JR_3_E4	18,563600	1,1	0,597730	1,0	0,92	0,225250	0,4	3021	24	3019	7	3019	10	100,1	0,00	0,40
JR_3_D5_N	17,859400	0,9	0,586890	0,8	0,82	0,220700	0,5	2977	18	2986	8	2982	9	99,7	0,00	0,29
JR_3_D6_b	12,245100	2,3	0,468480	1,6	0,87	0,189570	1,7	2477	33	2738	28	2623	22	90,5	0,01	0,49

Tabela 2 – Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR02D.

Ponto Analisado	Razões							Age (Ma)						% Conc.	f 206	²³² Th/ ²³⁸ U
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±			
JR02D_A-01	7.250476	0.8	0.397906	0.6	0.70	0.132155	0.5	2159	11	2143	7	2127	9	101.5	0.03	1.21
JR02D_A-02	5.098063	2.8	0.303653	2.7	0.98	0.121766	0.6	1709	41	1836	24	1982	11	86.2	0.06	0.75
JR02D_A-04	5.473626	2.0	0.321950	1.2	0.80	0.123306	1.6	1799	19	1896	17	2005	28	89.8	0.02	0.86
JR02D_B-7	6.931979	1.0	0.388446	0.9	0.89	0.129427	0.4	2116	16	2103	8	2090	7	101.2	0.01	0.71
JR02D_B-08	6.960282	3.6	0.385012	1.7	0.73	0.131115	3.1	2100	31	2106	32	2113	55	99.4	0.07	0.23
JR02D_B-9	7.064998	1.0	0.390334	0.7	0.72	0.131273	0.6	2124	13	2120	9	2115	11	100.4	0.02	0.85
JR02D_B-11	6.994322	1.0	0.389287	0.9	0.90	0.130309	0.4	2120	17	2111	9	2102	8	100.8	0.01	0.60
JR02D_B-13	6.805183	2.3	0.383967	2.0	0.84	0.128542	1.3	2095	35	2086	21	2078	22	100.8	0.19	0.35
JR02D_C-16	6.721176	2.2	0.382910	1.7	0.77	0.127306	1.4	2090	31	2075	20	2061	25	101.4	0.08	0.27
JR02D_C-19	6.782046	2.3	0.382626	1.2	0.75	0.128554	2.0	2089	22	2083	20	2078	34	100.5	0.04	0.24

Tabela 3 – Resultados isotópicos U-Pb por LA-MC-ICP-MS da amostra JR08B.

	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	% Conc.	f 206	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
JR08B_A_02	6,733800	1,0	0,378690	0,7	0,68	0,128970	0,7	2070	13	2077	9	2084	13	99,3	0,04	1,53
JR08B_A_03	6,671300	0,9	0,374980	0,7	0,71	0,129030	0,6	2053	12	2069	8	2085	11	98,5	0,02	0,78
JR08B_A_08	6,744107	1,3	0,374409	1,0	0,78	0,130640	0,8	2050	17	2078	11	2107	13	97,3	0,02	1,29
JR08B_A_12	6,799656	1,7	0,384830	1,3	0,89	0,128149	1,0	2099	24	2086	15	2073	18	101,3	0,41	0,39
JR08B_B_18	6,795570	1,0	0,382011	0,9	0,82	0,129018	0,6	2086	15	2085	9	2085	10	100,0	0,02	0,77
JR08B_B_19	3,099195	2,8	0,195861	2,7	0,97	0,114762	0,7	1153	29	1432	22	1876	13	61,5	0,42	0,12
JR08B_B_24	5,330281	1,3	0,311157	1,1	0,87	0,124242	0,6	1746	17	1874	11	2018	11	86,5	0,45	0,15
JR08B_C_31	6,677413	0,9	0,377047	0,7	0,73	0,128443	0,6	2062	12	2070	8	2077	10	99,3	0,03	0,75
JR08B_C_35	6,778337	1,1	0,386864	0,8	0,69	0,127076	0,8	2108	14	2083	10	2058	13	102,4	0,02	0,78
JR08B_C_36	6,953265	1,1	0,390820	1,0	0,85	0,129036	0,6	2127	18	2105	10	2085	10	102,0	0,01	0,69
JR08B_C_39	6,742068	0,9	0,380603	0,7	0,72	0,128475	0,6	2079	12	2078	8	2077	10	100,1	0,01	0,98
JR08B_D_42	6,785096	1,2	0,376099	0,8	0,77	0,130844	0,9	2058	13	2084	11	2109	16	97,6	0,01	0,75
JR08B_D_43	6,905148	1,5	0,385914	1,0	0,69	0,129772	1,0	2104	19	2099	13	2095	18	100,4	0,02	0,70
JR08B_D_45	6,737558	1,0	0,377205	0,7	0,71	0,129546	0,7	2063	13	2078	9	2092	12	98,6	0,01	1,00
JR08B_D_46	6,729444	1,1	0,377358	0,7	0,68	0,129337	0,9	2064	12	2076	10	2089	15	98,8	0,00	0,60
JR08B_D_49	6,774524	1,1	0,380278	0,8	0,73	0,129204	0,7	2078	15	2082	10	2087	13	99,5	0,01	1,14
JR08B_D_49b	6,859207	1,1	0,379064	0,8	0,75	0,131238	0,7	2072	15	2093	10	2115	12	98,0	0,02	1,19
JR08B_D_47	6,939559	1,9	0,384086	0,8	0,61	0,131039	1,7	2095	14	2104	17	2112	30	99,2	0,04	0,50
JR08B_D_44	5,836729	2,1	0,333361	2,1	0,96	0,126985	0,6	1855	33	1952	19	2057	10	90,2	0,10	0,39

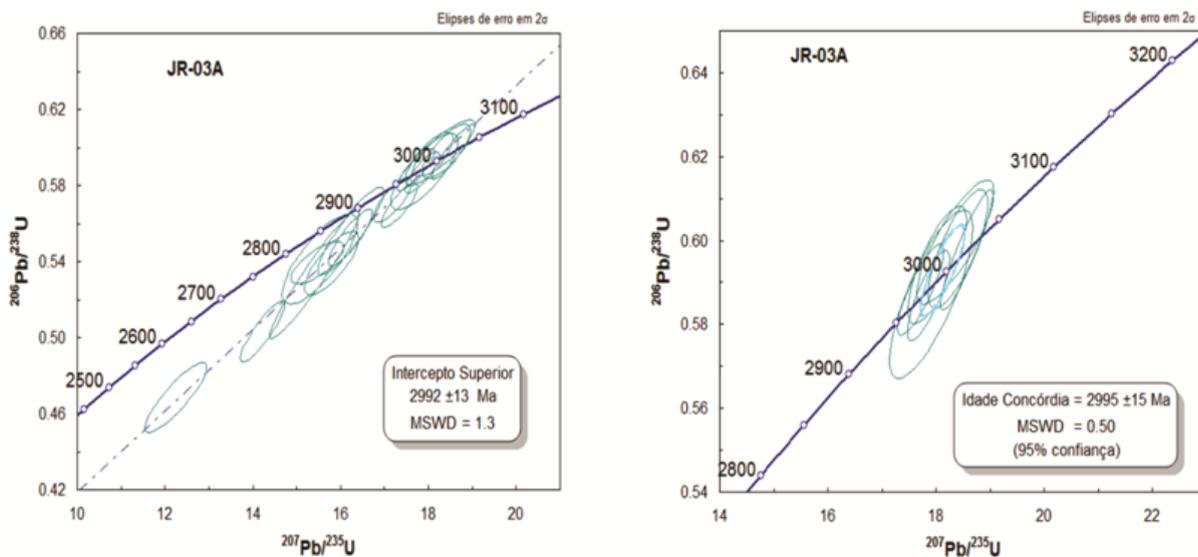


Figura 13 – Diagramas da amostra JR-03A-monzogranito. A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior; B) Diagrama concórdia mostrando a idade de cristalização do monzogranito.

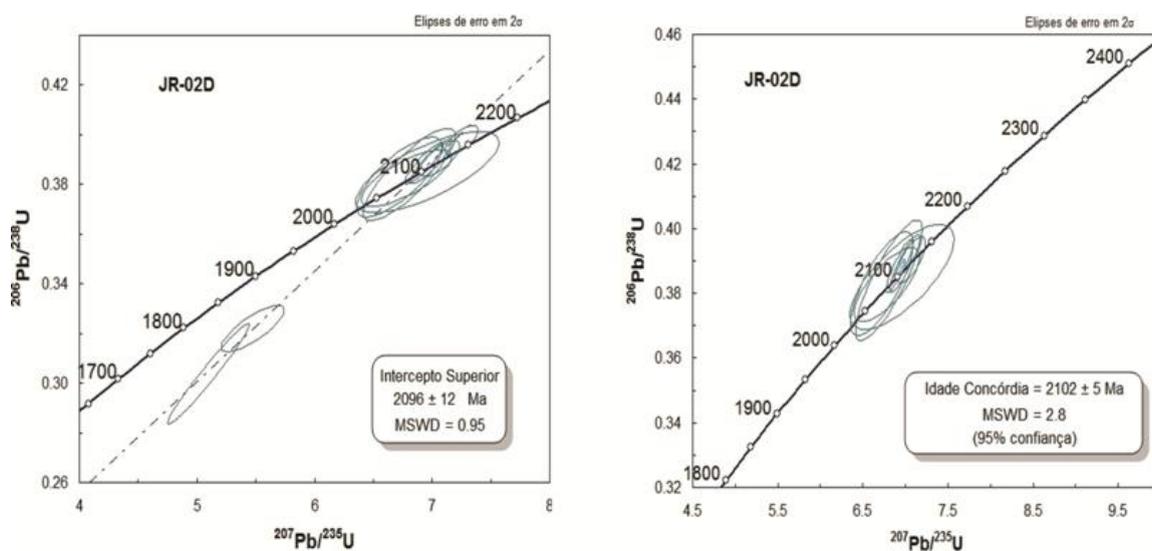


Figura 14 – Diagramas da amostra JR-02D-metagabronorito. A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior e B) Diagrama de concórdia mostrando a idade de cristalização da rocha máfica.

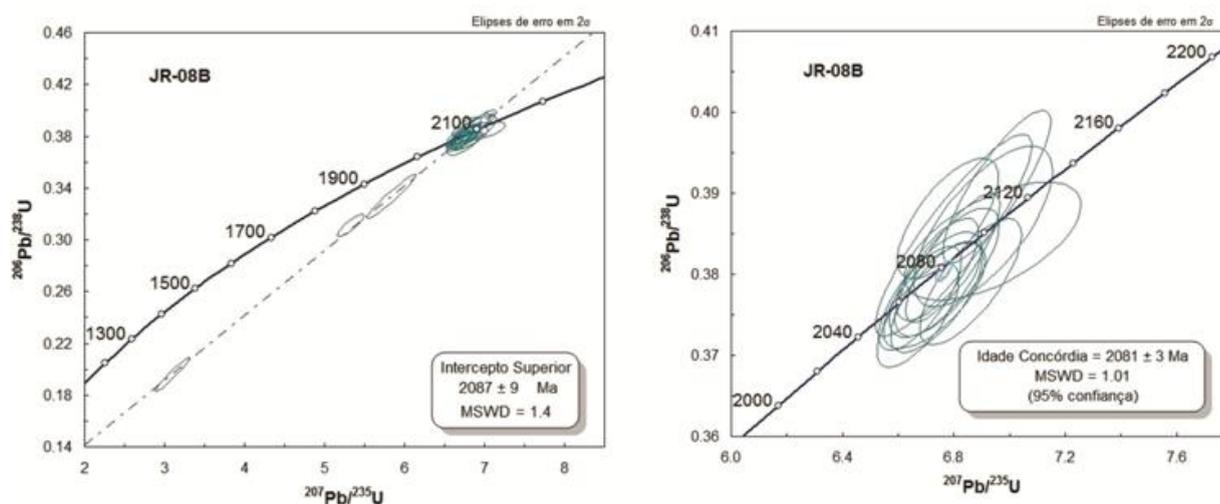


Figura 15 – Diagramas da amostra JR-08B-álcali granito. A) Diagrama mostrando idade de intercepto superior e B) Diagrama de concórdia mostrando a idade de cristalização do álcali-granito.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os trabalhos de Barbosa *et al.* (2012) e Misi *et al.* (2012) sugerem que as rochas máfica-ultramáficas do Complexo Jacurici estão encaixadas nos terrenos granulíticos do Cinturão Salvador-Curaçá, possuindo foliação paralela a suas encaixantes e, apesar de deformadas, ainda preservam muitas feições texturais primárias (Barbosa *et al.*, 2012). Por outro lado, Kosin *et al.* (2003) advoga que o Complexo Jacurici é intrusivo em rochas supracrustais metamorfizadas e ortogneisses tonalítico-granodioríticos do Complexo Santa Luz (Bloco Serrinha). Já Oliveira *et al.* (2004a) argumentam que o Complexo Jacurici não pode ser incluído no contexto do Complexo Caraíba (Cinturão Salvador-Curaçá), tendo em vista a idade 2983 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão - Oliveira *et al.*, 2002) obtida para um ortogneisse denominado de G1 proveniente do Vale do Rio Jacurici, corroborando para a ideia de colocação das rochas máficas-ultramáficas do Jacurici na ambiência tectônica do Bloco Serrinha. Um resumo das idades disponíveis para esta região encontra-se na tabela 4.

Tabela 4. Resumo de idades disponíveis para o Bloco Serrinha, Cinturão Salvador-Curaçá e Complexo Jacurici.

BLOCO SERRINHA				
UNIDADE	ROCHA	IDADE (MA)/ MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
Complexo Santa Luz	Migmatitos (Paleossoma)	3.085±6/ U-Pb SHRIMP (Zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002)
Peridotito Cromífero Santa Luz	Gnaiss encaixante	2.983±8/ U-Pb SHRIMP(Zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
	Dique aplítico	2.085±12/ U-Pb SHRIMP(Zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2007)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru	Metabasalto	2.209±60/ Pb-Pb (Monazita)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2001)
	Andesito da Unidade Vulcânicafélsica	2109±8/ Pb-Pb	Idade de formação	Silva (1992)
	Metabasalto Maciço e Porfírico	2.145±8/U-Pb SHRIMP(Zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
	Metabasalto Maciço e Porfírico	2.142±6/U-Pb SHRIMP(Zircão)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Greenstone Belt Serrinha/Rio Itapicuru	Andesito- Dacito	2.170±60/ Pb-Pb (Monazita)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2001)
	Dacito	2.081±9/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
CINTURÃO SALVADOR-CURAÇÁ				
UNIDADE	ROCHA	IDADE (MA)/ MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
	Granulito Enderbítico (núcleo do zircão)	2.695±12/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Enderbítico	2.072 ±15/ U-Pb (SHRIMP)	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Enderbítico	2.098±4/ Pb(evaporação)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
	Granulito Enderbítico	2.101±11/ Pb(evaporação)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)

Complexo Caraíba	Granulito Enderbítico	2.632±9/ U-Pb	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Granulito Charnockítico (núcleo do zircão)	2.634±19/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Charnockítico (borda do zircão)	2.072±22/ U-Pb (SHRIMP)	Metamorfismo	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granulito Tonalítico	2.574±6/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
Suíte São José do Jacuípe	Leucogabros	2.583±8/ U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Rochas Máficas- Ultramáficas do Vale do Curaçá	Metanorito	2.580±10/ U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (1990) Oliveira <i>et al.</i> (2003)
Maciço Sienítico de Itiúba	Sienito	2.084±9/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
		2.095±5 Pb-Pb	Idade de formação	Conceição <i>et al.</i> (2003)
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO VALE DO JACURICI				
UNIDADE	ROCHA	IDADE (MA)/ MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
Terreno de alto grau	Ortognaisse G1	2.983±6/ U-Pb	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002)
Corpos Máficos-ultramáficos	Gabro	2.085±5/ U-Pb (SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
Corpos Alcalinos Intrusivos	Pegmatito	2.084±6/ U-Pb	Idade de formação	Marques <i>et al.</i> (2010)

Os trabalhos que vem sendo desenvolvidos pela Ferbasa posicionam as ultramáficas como intrusivas em um terreno genericamente chamado de paragnaisses que seria intrudido por ortognaisses, cuja maior expressão ocorre na parte norte da área. O terreno de paragnaisses seria, de certa forma, compatível com a unidade denominada de Granada Biotita Gnaiss pela CPRM, e, portanto, posicionado no Complexo Santa Luz. No entanto, a diversidade de litotipos que estão presentes nesta faixa, em uma escala de maior detalhe, inclui mármore calcíticos a dolomíticos (com e sem olivina) e siliciclásticas diversas que não constituem gnaisses, mas sim rochas com milonitização. Isso deixa margem para discussão, não sendo descartada a idéia de que tais rochas possam pertencer ao Complexo Tanque Novo Ipirá, apenas com intensidade de metamorfismo mais baixa ou a outra sequência.

Os resultados obtidos neste trabalho permitiram identificar que nestas sequências entendidas inicialmente como de protólito exclusivamente sedimentar, e que são imediatamente adjacentes às intrusivas máfica-ultramáficas do Complexo Jacurici, encontram-se monzogranitos e granitos alcalinos intrusivos que se confundem com outros protólitos por estarem também milonitizados. A idade obtida para o álcali-granito da área de Ipueira é de 2081 ± 3 Ma, compatível com a reportada para o maciço sienítico Itiúba (2084 ± 9 Ma, Oliveira *et al.*, 2004b) e para pegmatitos que cortam as ultramáficas do Jacurici (2084 ± 6 Ma, Marques *et al.*, 2010). Já, infelizmente, não foi possível datar o monzogranito da cava de Teiú (JR-05A).

Importante observar que, embora a idade reportada para as ultramáficas seja também deste intervalo (2085 ± 5 Ma, Oliveira *et al.*, 2004b), os pegmatitos não apresentam deformação e cortam as ultramáficas com contatos retos, sem características de interação mostrando que são necessariamente posteriores (Marques *et al.*, 2010). Estima-se através das feições estruturais e texturas, portanto, que as rochas graníticas são intrusivas no Complexo Jacurici. Como são mais suscetíveis à deformação, devido ao local de posicionamento em zonas de contato entre o Complexo e seu embasamento, a seu caráter hidratado e a facilidade de sofrer reequilíbrios por terem temperatura de cristalização mais baixa, as rochas graníticas sofreram milonitização intensa nesta zona de contato. É ainda possível que a deformação tenha ocorrido em evento posterior a sua colocação durante reativações tardias da zona de cisalhamento, fato comum nesse tipo de estrutura geológica.

Já o terreno de ortognaisses, que seria mais jovem que os paragnaisses pelos trabalhos da FERBASA, no mapa da CPRM são descritos como ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz. No presente trabalho, a petrografia mostra tratar-se de monzogranitos sem deformação e metamorfismo

de alto grau. Portanto, não é considerado como ortognaisse e sim como uma intrusiva granítica. A idade concórdia U-Pb em zircão do monzogranito de Praça indica cristalização em 2995 ± 15 Ma, compatível com as idades dos ortognaisses G1 de Oliveira *et al.* (2002), e o posiciona no Bloco Serrinha.

Quanto aos denominados anfibolitos que estão entremeados às rochas de embasamento, ao menos o amostrado na cava de Riachão I, revelou-se como sendo um metagabronorito similar às rochas máficas do Complexo Jacurici e com idade compatível a este magmatismo. A datação U-Pb em zircão propiciou um concórdia em 2102 ± 5 Ma, que pode estar representando os primeiros pulsos do evento.

A partir da integração destes resultados, conclui-se que os ortognaisses considerados anteriormente como mais jovens que os paragnaisses, são ao menos, em parte, rochas monzograníticas pouco deformadas, porém antigas e pertencentes ao Bloco Serrinha. Por outro lado, o Complexo Jacurici ocorre associado com uma sequência de rochas supracrustais não bem estudadas (Tanque Novo Ipirá ou outra sequência?) e fortemente relacionado com as intrusivas alcalinas representadas regionalmente pelo Sienito Itiúba e intrusões graníticas associadas, sendo contornado e cortado por pulsos desta natureza. Portanto, o Complexo Jacurici poderia ser interpretado como posicionado no Cinturão Salvador-Curaçá. Embora ainda reste muito a investigar nesta área complexa, entendemos que a colagem tectônica entre as rochas mais antigas do Cinturão Salvador-Curaçá e as do Bloco Serrinha já teria ocorrido quando das intrusões do magmatismo máfico-ultramáfico do Complexo Jacurici e do magmatismo alcalino do maciço sienítico Itiúba e intrusões graníticas associadas. Nesse contexto, não pode ser descartada a presença de rochas ultramáficas do Complexo nos dois terrenos, Cinturão Salvador-Curaçá e Bloco Serrinha.

AGRADECIMENTOS

C.J.S.S. agradece ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, no qual desenvolveu seu mestrado. Os autores agradecem a Mineração Vale do Jacurici S.A., do grupo FERBASA, na pessoa do Eng. José Ronaldo Sobrinho e dos geólogos Carlos J. C. de Carvalho, Francisco X. Bezerra, Eraldo B. Cabral e Harlem Henkel S. Cunha e a todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira pelo apoio logístico. C.J.S.S. agradece aos colegas Ronei Giusti, Matheus Frenzel e João Rodrigo V. P. Dias pelo apoio e ao técnico Marcelo Campos pelas excelentes lâminas petrográficas.

Referências

- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**:343–359.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):7-14.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003b. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):3-6.
- Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (Eds). 2012, Salvador, Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1200 p.
- 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 J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1):3-6.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**(1):1-16.
- Conceição H., Rosa M.L.S., Macambira, M.J.B., Marinho M.M., Scheller T., Rios D.C. 2003. 2,09 Ga idade mínima da cristalização do Batólito Sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2,05-2,08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(4):395-308
- Conceição H. & Otero O.M.F. 1996. Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia: uma epítome do tema. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 152p.
- Costa L.A.M., Mascarenhas J.F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuipe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. *In: International Symposium on Archean and early Proterozoic Geologic evolution and metalogenesis, Brazil. Salvador, Abstracts, p.19-37.*

- Cunha J.C., Barbosa J.S.F., Mascarenhas J. de F. (Eds). 2012. Greenstone Belts e sequências similares. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (Eds). 2012, Salvador, Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1200 p.*
- Figueiredo M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, **2**:131-145.
- Deus, P.B., Viana, J.S., 1982. Jacurici chromite district. Archean and Early Proterozoic Geological Evolution. *In: International Symposium on, Abstract and Excursion-SME-BA, Salvador, p.97–107.*
- Dias J.R.V.P., Marques J.C., Queiroz W.J.A., Frantz J.C., Giusti R. 2014. O Corpo Várzea do Macaco e as mineralizações de cromo, níquel e cobre, Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, Cráton São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2):289-308.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47-69.
- Kishida A. 1979. *A Caracterização geológica e geoquímica das sequências vulcanossedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia*. Dissertação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 98p.
- Kosin M., Melo R.C., Souza, J.D., Oliveira E.P., Carvalho M.J., Leite C.M.M. 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Guia de Excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:15-26.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.00. 2003. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, number 4, 70p.
- Marinho M.M., Rocha G.M.F., Deus P.B., Viana, J.S. 1986. Geologia e potencial cromítífero do vale do Jacurici-Bahia. *In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, p.2074–2088.*
- Marques J.C., Frantz J.C., Pimentel M.M., Dias J.R.P., Henrichs I.A. 2010. U-Pb zircon geochronology of alkaline pegmatites: new constraints on the age of the Jacurici Complex, São Francisco Craton, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology. Brasília.*

- Marques J. C.; Ferreira Filho, C. F. 2003. The Chromite Deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, **98**:87-108.
- Marques J. C., Ferreira Filho, C. F., Carlson R. W., Pimentel M. M. 2003. Re-Os and Sm-Nd isotope systematics and trace elements geochemistry setting constraints in the chromite deposits of Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, **44**(4):659-678.
- Mascarenhas J.F., Garcia T.W. 1989. Mapa geocronológico do estado da Bahia: texto explicativo. Salvador: SGM.
- Mascarenhas J.H. 1979. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. *In: Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*, Salvador, p.25-53.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. *Serrinha, folha SC. 24-Y-D: Estado da Bahia, escala 1:250.000*. Programa de Levantamentos geológicos do Brasil. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais.
- Menezes Leal A.B., Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C. 2012. Capítulo VII: Corpos Máficos-Ultramáficos. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas S.J.F., Correa Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (Eds), Salvador, Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1200 p.*
- Misi A., Teixeira J.B.G., Silva Sá J.H., Cruz S.C.P., Silva M.G. 2012. Capítulo IV. Principais Domínios Metalogénéticos. Ouro do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. *In: Misi, A., Teixeira, J. B.G., Sá, J. H. S. Mapa metalogénico digital do Estado da Bahia e principais províncias minerais. Escala 1:1.000.000. Texto Explicativo. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 244 p.*
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N.J., Pimentel M.M., Fletcher I.R. 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm- Nd (model) ages and their significances for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, **128**:143-165.
- Oliveira E. P., McNaughton N., Armstrong R., Fletcher I. 2003. U-Pb SHRIMP age of the Caraiba, Medrado and S. José do Jacuípe mafic– ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna– Salvador–

- Curacá orogen, São Francisco craton, Brazil. *In: Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology*, Salvador, v.2, p.752–754.
- Oliveira E. P., Escayola M., Souza Z. S., Bueno J. F., Araujo M. G. S., McNaughton N. 2007. The Santa Luz chromite-peridotite and associated mafic dykes, Bahia-Brazil: remnants of a transitional type ophiolite related to the Palaeoproterozoic (2.1 Ga) Rio Itapicuru greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4):28–39.
- Oliveira E.P., Carvalho M.J., McNaughton N.J. 2004a. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Boletim Geologia USP–Série Científica*, **4**:41–53.
- Oliveira E.P., Lafon J-M., Souza Z.S. 1999. Archaean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. *In: International Symposium on tectonics of the Brazilian Geological Society*, Lençóis, p.38-40.
- 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. *In: Kusky T.M., Zhai M.G., Xiao W. (eds.), The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society of London, Special Publications, **338**:263-286.
- Oliveira E.P., Mello E., Mcnaughton N.J., Choudhuri A. 2002. Shrimp U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone, NE São Francisco Craton. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, p.522.
- Rios D.C. 2002. *Granitogenese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 233p.
- Sabaté P., Peucat J.J., Melo R.C., Pereira L.H. 1994. Datação Pb evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: expressão do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaçá (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil). *In: 38 Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú, p.219.
- Santos R.A., Souza J.D. 1985. Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais: *Serrinha, folha SC.24-Y-D*, escala 1:250.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. *In: Internacional Symposium on Granites and Associates Mineralizations*. Salvador, p.282-283.

Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Pereira L.H.M., Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*. **32**(4): 513-528.

Silva M.G., Coelho C.E.S, Teixeira J.B.G, Alves da Silva FC, Silva R.A., Souza J.A.B. 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita*, **36**: 345-357.

Silva, M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco. Estado da Bahia. *In: 37 Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, v.2, p.181-182.

Silva M.G. 1996. Sequências metassedimentares, vulcanossedimentares e greenstone belts do arqueano e proterozóico inferior. *In: Barbosa J.S.F., Dominguez J.M.L. (Eds). Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Salvador: SICM, SGM. p.85-102.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Amsterdam. *Earth Science. Review*.**12**:1–33.

Teixeira L.R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suite São José do Jacuípe no Cinturão Salvador–Curaçá (Bahia–Brasil): Petrologia, Geoquímica e Potencial Metalogenético*. Tese. Universidade Federal da Bahia, 201 p.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p.101-137.

ANEXOS

ANEXO A – HISTÓRICO ESCOLAR

29/01/2015

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/HistoricoCurso.php?Cod=&Imprime=1>**Carlos José Sobrinho da Silveira****246342****Lista das atividades de ensino do aluno avaliadas pelo curso.**

HISTÓRICO CURSO
GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico - 03/03/2014

Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
2014/02	GEB00057	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	5	A	Aprovado
2014/01	GEB00103	Alteração hidrotermal e metalogenia	4	A	Aprovado
2014/01	GEB00052	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	5	A	Aprovado
2014/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	A	Aprovado
2014/01	GEB00102	Téc. anal. de espec. de massa e geoq. iso. aplic. a evol. manto-crosta	5	A	Aprovado

Totais

Créditos Cursados com Aprovação neste Curso: 24
 Total: 24

ANEXO B – RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

	Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geociências - PPGGEO
---	---

RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

Mestrando: Carlos José Sobrinho da Silveira

Orientador: José Carlos Frantz

Co-orientador: Juliana Charão Marques

Data de Ingresso: Março de 2014.

Plano de Mestrado

Atividade	Semestre 1 (%)	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Créditos	80	20		
Exame de Proficiência		100		
Campo	100			
Laboratório	50	50		
Dissertação		100		

Atividade Acadêmica (Numerar)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Participação em palestras no IG	1	2		
Estágio Docência	0	0		
Publicação de Resumos	0	2		
Publicação de Artigos	0	0		
Participação Exame de Qualificação*	0	0		
Participação Defesa de Tese*	0	0		
Treinamento Portal Periódicos CAPES	0	0		

*Participação em todos os eventos de Exame de Qualificação e Defesa de Tese na respectiva Área de Concentração.

Data: 30/01/2015.

Assinatura Mestrando

Assinatura Orientador