



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IGD

Sequência Arenópolis-Piranhas: Evolução de bacia marginal ao Arco Magmático de Goiás.

Jônatas de Sales Macêdo Carneiro

Dissertação de Mestrado

Brasília, DF

2019



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IGD

Sequência Arenópolis-Piranhas: Evolução de bacia marginal ao Arco Magmático de Goiás.

Jônatas de Sales Macêdo Carneiro

Dissertação de Mestrado

Orientador: Dr. Prof. Reinhardt A. Fuck

Co-orientador: Dr. Prof. Elton L. Dantas

Banca examinadora:

Dr. Prof. Reinhardt A. Fuck (IG/UnB)

Dra. Profa. Natália Hauser (IG/UnB)

Dr. Prof. Fabrício de Andrade Caxito (UFMG)

Suplente:

Dr. Prof. Claudinei Gouveia de Oliveira (IG/UnB)

Brasília, DF, 22 de março de 2019.

Agradecimentos

Agradeço a Deus, pois se existe algum discurso (*logos*) sobre a terra (*geo*) é porque Ele falou, e tudo o que veio, e virá, a existir obteve sua existência por meio de seu Verbo Eterno, Jesus. Ele é o alfa e o ômega, o princípio e o fim de todas as coisas, e tudo o que existe, existe para sua glória.

Agradeço imensamente a minha amada esposa, Nane, pois tudo o que estudo não se compara ao que aprendi com você. Por caminhar com você, e experimentar de sua paciência, alegria e carinho, tenho aprendido o que é amar. Você é o amor da minha vida! Sou grato pelo fruto do nosso amor, Danielzinho, um verdadeiro presente de Deus.

Agradeço a meus pais, Geomário e Margarete, por serem exemplos de conduta e amor, e por me ensinarem a amar a Deus. Agradeço também pelos meus irmãos e suas esposas, Marcos e Pollyana, Márcio e Letícia e Marcel e Jaqueline, juntamente com o pequeno Matteo, pela amizade e companheirismo.

Também ganhei uma bela família ao me casar com Nane. Sou grato pela hospitalidade e carinho imerecido que recebi dos meus sogros, Davi e Ângela, e de meus cunhados, Rodrigo e Natália.

Agradeço ao estimado professor Reinhardt Adolfo Fuck pela paciência, por partilhar do seu imenso conhecimento a respeito do Arco Magmático de Goiás, e pelo elevado exemplo de pessoa e profissional que é. Aprendi com o senhor muito mais do que geologia.

Agradeço ao professor Elton Luiz Dantas pelas contribuições e orientações ao longo deste projeto. Sua experiência e preocupação com o leitor internacional certamente elevaram o nível deste trabalho.

Agradeço aos colegas de CPRM, especialmente à equipe do Projeto Oeste de Goiás, Joffre, Paulo Villas-Boas, João Olímpio, Felipe Martins, Débora e Karine, pelas calorosas discussões que tivemos ao longo do projeto. Sou grato também aos colegas Marcelo Ferreira, Fernando Diener, Karina Hattingh e Antônio Augusto Frasca pelo apoio irrestrito e pelas contribuições conferidas em conversas e discussões sempre proveitosas. Deixo meu abraço também a todos os colegas da SUREG-GO pela forma carinhosa como me receberam e pelo convívio enriquecedor.

Agradeço aos colegas da diretoria da CONAE, Paulo Leite, Ana Peixoto, Elem Lopes e Diego Gomes, pelo trabalho que temos desenvolvido e pela paciência em minhas eventuais ausências.

Agradeço imensamente ao pessoal do laboratório da CPRM, Diego, Alan, Rogério e Wilian, por terem me ensinado e ajudado na preparação das amostras com tanto cuidado. Nesse processo, outros colegas também ajudaram, como César e Rodrigo, além

da equipe do laboratório de geocronologia da UnB, especialmente Érick na catação de grãos de zircão. Muito obrigado, pessoal!

Sou especialmente grato aos amigos e irmãos que me sustentaram em oração durante todo esse período. Obrigado pelo convívio caloroso e edificante durante todo esse tempo, Salomão Jr. e família, Murilo e Mari, Milzete, Caio, Bruna e Levi, Rafael, Ester e família e Paulo e Eliane.

Agradeço aos professores que compõem a banca examinadora por terem aceitado esse açodado convite.

Por fim, mas não menos importante, agradeço à CPRM por me proporcionar tanto crescimento profissional e pessoal, e por ser uma instituição fundamental para o avanço da Geologia no Brasil. Agradeço especialmente à equipe da Câmara Técnico-Científica pelo acompanhamento zeloso e apoio oferecido ao longo desse projeto.

'Na verdade, a prata tem suas minas, e o ouro, que se refina, o seu lugar. O ferro tira-se da terra, e da pedra se funde o cobre. Os homens põem termo à escuridão e até aos últimos confins procuram as pedras ocultas nas trevas e na densa escuridade. Abrem entrada para minas longe da habitação dos homens, esquecidos dos transeuntes; e, assim, longe deles, dependurados, oscilam de um lado para outro.

Da terra procede o pão, mas embaixo é revolvida como por fogo. Nas suas pedras se encontra safira, e há pó que contém ouro. Essa vereda, a ave de rapina a ignora, e jamais a viram os olhos do falcão. Nunca a pisaram feras majestosas, nem o leãozinho passou por ela. Estende o homem a mão contra o rochedo e revolve os montes desde as suas raízes. Abre canais nas pedras, e os seus olhos vêem tudo o que há de mais precioso. Tapa os veios de água, e nem uma gota sai deles, e traz à luz o que estava escondido.

Mas onde se achará a sabedoria? E onde está o lugar do entendimento? O homem não conhece o valor dela, nem se acha ela na terra dos viventes. O abismo diz: Ela não está em mim; e o mar diz: Não está comigo. Não se dá por ela ouro fino, nem se pesa prata em câmbio dela. O seu valor não se pode avaliar pelo ouro de Ofir, nem pelo precioso ônix, nem pela safira. O ouro não se iguala a ela, nem o cristal; ela não se trocará por jóia de ouro fino; ela faz esquecer o coral e o cristal; a aquisição da sabedoria é melhor que a das pérolas. Não se lhe igualará o topázio da Etiópia, nem se pode avaliar por ouro puro.

Donde, pois, vem a sabedoria, e onde está o lugar do entendimento? Está encoberta aos olhos de todo vivente e oculta às aves do céu. O abismo e a morte dizem: Ouvimos com os nossos ouvidos a sua fama. Deus lhe entende o caminho, e ele é quem sabe o seu lugar. Porque ele perscruta até as extremidades da terra, vê tudo o que há debaixo dos céus. Quando regulou o peso do vento e fixou a medida das águas; quando determinou leis para a chuva e caminho para o relâmpago dos trovões, então, viu ele a sabedoria e a manifestou; estabeleceu-a e também a esquadrinhou. E disse ao homem: Eis que o temor do Senhor é a sabedoria, e o apartar-se do mal é o entendimento.'

Livro de Jó, capítulo 28

'Sei que nada sei'

Sócrates em Apologia de Sócrates, de Platão

Sumário

Agradecimentos	i
Sumário.....	iv
Índice de Figuras	vi
Índice de Tabelas	x
Resumo	xi
Abstract.....	xii
1 Introdução.....	1
1.1 JUSTIFICATIVA	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
2 Contexto Geológico Regional	5
2.1 Faixa Brasília	5
2.2 Arco Magmático de Goiás	8
2.3 Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas (SMAP).....	10
2.3.1 UNIDADE CÓRREGO DO SANTO ANTÔNIO.....	11
2.3.2 UNIDADE CÓRREGO DA ONÇA.....	16
3 Materiais e Métodos	19
3.1 Levantamento geofísico aéreo:	19
3.2 Sm-Nd:.....	20
3.3 U-Pb:.....	23
4 Manuscrito	27
4.1 Abstract.....	27
4.2 Introdução	27
4.3 Geologia Regional	29
4.4 Materiais e Métodos.....	34
4.4.1 Mapeamento Geológico e Geofísica:	34
4.4.2 Sm-Nd:	34
4.4.3 U-Pb:.....	34
4.5 Resultados	35
4.5.1 Magnetometria:.....	35
4.5.2 Geologia da área estudada:	37
4.5.3 Sm-Nd:	43

4.5.4	Análise isotópica U-Pb de grãos detríticos de zircão em LA-ICP-MS: ...	45
4.6	Discussão	47
4.7	Conclusão.....	51
4.8	Referências.....	52
5	Conclusões e recomendações	59
6	Referências	61
7	Anexos:.....	71
7.1	Anexos A: Tabelas de análise isotópica U-Pb de grãos detríticos de zircão: ..	71
7.2	Anexos B: Imagens dos grãos de zircão obtidas em Microscópio Eletrônico de Varredura.	76

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo, com as principais rodovias de acesso e os principais rios.....	4
Figura 2.1 - Províncias estruturais brasileiras (modificado de Almeida <i>et al.</i> , 1981). 1 - Rio Branco; 2- Tapajós; 3 - São Francisco; 4 - Tocantins; 5 - Mantiqueira; 6 - Borborema; 7 - Solimões; 8 - Parnaíba; 9 - Paraná; 10 - Costeira e margem continental.	5
Figura 2.2 - Principais unidades tectônicas da Faixa Brasília (modificado de Pimentel <i>et al.</i> , 2004).....	7
Figura 2.3 - Mapa simplificado da Sequência Arenópolis-Piranhas (modificado de CPRM, em elaboração).....	11
Figura 2.4 - A) Blocos de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio ocorrem sobre morrote; B) Bloco de rocha metaultramáfica da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe bandamento ígneo, cuja camada intermediária apresenta textura cumulática reliquiar; C) Bloco de tremolita serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe feições de crescimento acentuado de tremolita, possivelmente assinalando textura do tipo <i>jackstraw</i> (Pimentel & Fuck, 1986); D) Fotomicrografia de serpentinito relacionado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe textura cumulática reliquiar e cristais de olivina preservados, sob nicóis cruzados. Ol: olivina; Srp: Serpentina.....	12
Figura 2.5 - A) Fotomicrografia de oficarbonato associado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe contatos difusos e porção rica em serpentinita na parte inferior direita da foto, enquanto o restante da cena apresenta carbonato, possivelmente dolomita, com alguns cristais de magnetita; nicóis cruzados; B) Fotomicrografia de metagabro bandado associado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; nicóis paralelos; C) Afloramento de anfíbolito da Unidade Córrego do Santo Antônio intensamente deformado, cortado por vênulas quartzo-feldspáticas; D) Bloco de cianitito que ocorre associado aos corpos máfico-ultramáficos, possivelmente representando envelope de listwanito.....	13
Figura 2.6 - A) Afloramento de calcário laminado, exibindo estrutura do tipo <i>pinch-and-swell</i> . Essas camadas ocorrem associadas aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Fotomicrografia de metachert que ocorre associado a pacotes de calcário exibe bandas ricas em quartzo e muscovita (qtz+msc), intercaladas com bandas ricas em quartzo, turmalina e muscovita (qtz+tur+msc). Notar tonalidade esverdeada nas bandas ricas em turmalina; C) Amostra de gnaisse calcissilicático associado à porção de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio. Na porção inferior esquerda da foto é possível observar contato com dique de diabásio; D) Amostra de metatufo silicificado, associado à porção félsica da Unidade Córrego do Santo Antônio, repousa sobre cabeça de martelo petrográfico.	14
Figura 2.7 - A) Afloramento de muscovita quartzito associado aos pacotes de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe acamamento sub-horizontal; B) Fotomicrografia de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio apresenta cristal de granada rotacionado e parcialmente substituído por muscovita. Nicóis paralelos; C) Amostra de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe crenulação e está bastante intemperizada; D) Afloramento de	

paragnaisse da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe estiramento intenso. Grt: granada; Qtz: quartzo; Msc: muscovita.	15
Figura 2.8 - A) Bloco de anfibolito cinza foliado; B) Púmice estirada em metatufo da unidade Córrego da Onça; C) Detalhe de rocha em lâmina delgada apresenta foliação SC; D) Amostra de peridotito serpentinizado. Qtz: quartzo; Msc: muscovita; Chl: clorita; Bt: biotita; Kf: feldspato alcalino.	17
Figura 3.1 - Polígonos dos aerolevantamentos utilizados no Projeto Oeste de Goiás - Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Observar que a área de estudo é abrangida apenas pelo levantamento "Arco Magmático de Arenópolis". Adaptado de CPRM, em elaboração	20
Figura 3.2 - Curva representativa da evolução isotópica de fonte de magma mantélico, com vetores de extração crustal e posterior retrabalhamento crustal. Retirado de DePaolo, 1981.	22
Figura 3.3 - Série de decaimento dos isótopos ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . Retirado de Allègre, 2008.	24
Figura 3.4 - Diagrama de concórdia U-Pb exibindo a linha de concórdia Wetherill e uma linha de discórdia. Retirado de Dickin, 2005.	25
Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (compilado e modificado de Fuck <i>et al.</i> , 1994, 2017; Pimentel <i>et al.</i> , 2004; Klein, 2008 e Moreira <i>et al.</i> , 2008).	30
Figura 4.2 - Mapa geológico simplificado da área do Projeto Oeste de Goiás (Serviço Geológico do Brasil - CPRM), com localização da área de estudo (linha tracejada amarela) e do recorte do levantamento magnetométrico apresentado (linha tracejada verde). As litologias presentes são 1 –Bloco Arqueano (Complexo Uvã); 2 – Sequência Metassedimentar Paleoproterozoica (Grupo Serra Dourada); 3 – Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu; 4 – Meta- e diatexitos (Complexo Campestre); 5 – Sequência Metassedimentar Neoproterozoica (Grupo Araxá); 6 – Gabros e dioritos neoproterozoicos; 7 – Complexos Máfico-Ultramáficos Neoproterozoicos; 8 – Ortognaisses juvenis neoproterozoicos de ca. 900-800 Ma (Arenópolis e Sanclerlândia); 9 – Ortognaisses de ca. 700 Ma (Ribeirão Santo Antônio); 10 – Ortognaisses de ca. 600 Ma (Ribeirão Água Limpa e Turvânia); 11 – Sequência metavulcanossedimentares neoproterozoicas (BJ – Bom Jardim de Goiás, ca. 750 Ma; AP – Arenópolis-Piranhas, ca. 900 Ma; IA – Iporá-Amorinópolis, ca. 600 Ma; J – Jaupaci, ca. 750 Ma; M – Mossâmedes, 900 Ma?; AI – Anicuns-Itaberaí, ca. 900 Ma); 12 – Gabro Morro do Baú, ca. 880 Ma; 13 – Granitos miloníticos associados ao Lineamento Moiporá-Novo Brasil; 14 – Granitos intrusivos tardios (Choupana); 15 – Granitos pós-orogênicos (Suíte Serra Negra); 16 – Granito tardi-orogênico (Granito Rio Caiapó); 17 – Granitos sin-colisionais, ca. 780 Ma (Granito Creoulo, Granito São João); 18 – Granitos tardios; 19 – Cobertura laterítica; 20 – Intrusões alcalinas cretáceas; 21 – Sequência metavulcanossedimentar da Faixa Paraguai, ca. 750 Ma (Nova Xavantina); 22 – Bacia do Paraná.	32
Figura 4.3 - Mapa geológico da região de estudo, modificado de CPRM, em elaboração.	33

Figura 4.4 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico magnético, com compartimentação dos domínios. As rochas que compõem a Sequência Arenópolis-Piranhas afloram no limite entre os domínios A e B. A área circunscrita pelo retângulo branco corresponde à área representada no mapa geológico da Figura 4.3.....	36
Figura 4.5 – A) Corte de estrada expõe pacote dobrado de xisto intercalado com quartzito, que formam o pacote de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio. As camadas de quartzito são delgadas e exibem cor branca. Algumas camadas estão marcadas com linhas brancas tracejadas. As linhas vermelhas indicam uma falha e os flancos da dobra. B) Afloramento em leito de estrada de micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe dobras apertadas. As camadas de micaxisto estão intercaladas com material argiloso. Linhas vermelhas indicam falhas transcorrentes.....	37
Figura 4.6 - Coluna estratigráfica esquemática para as escamas expostas na porção oeste, Unidade Córrego do Santo Antônio, da área de estudo. Exibe camadas de serpentinito, com textura cumulática reliquiar, eventualmente com oficarbonato, seguidas por pacotes de metagabro e de anfibolito fino. Camadas de metachert e metacalcário estão sotopostas. Sobre este pacote colocou-se tectonicamente uma sequência sedimentar com granocrescência ascendente e com alguns níveis de metatufo intercalado.	38
Figura 4.7 - A) Bloco de serpentinito bandado da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bandamento ígneo e textura cumulática reliquiar; B) Fotomicrografia de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe textura cumulática reliquiar. Nicóis paralelos; C) Fotomicrografia de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe textura cumulática reliquiar mostrando substituição de olivina por serpentina. Nicóis cruzados; D) Fotomicrografia de oficarbonato associado a corpo máfico-ultramáfico da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bolsão de serpentina, na parte inferior direita da foto, e matriz de carbonato, possivelmente dolomita. Nicóis cruzados. Ol: Olivina; Spl: espinélio; Srp: serpentina; Dol: dolomita.	39
Figura 4.8 - A) Fotomicrografia em nicóis paralelos de hornblenda gabro bandado, associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Fotomicrografia em nicóis cruzados de anfibolito fino associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe fenocristal de diopsídio reliquiar. Hbl: hornblenda; Plag: plagioclásio; Di: diopsídio.....	40
Figura 4.9 – Detalhe em planta de corpo máfico-ultramáfico da Unidade Córrego da Onça, evidenciando organização interna, com camada de oficarbonato, mais a leste, seguida de serpentinito no meio e metagabro a oeste. O corpo faz contato com camadas de mármore a leste e a oeste, bem como com rochas metassedimentares.....	41
Figura 4.10 - A) Afloramento de calcário intercalado com finas camadas de micaxisto marcando estratificação. Esse pacote ocorre associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos de metachert sotoposto aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bandas ricas em quartzo, turmalina e muscovita, intercaladas com banda rica em quartzo e muscovita. Notar que bandas ricas em turmalina apresentam coloração ligeiramente esverdeada. Qtz: quartzo; Msc: muscovita; Tur: turmalina.....	42

Figura 4.11 – A) Bloco com camadas de muscovita quartzito intercaladas com micaxisto assinalando variação rítmica, relacionada ao pacote de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Corte de estrada onde aflora quartzito micáceo com acamamento sub-horizontal, pacote relacionado à Unidade Córrego do Santo Antônio; C) Amostra de granada micaxisto intemperizado representa sedimentação pelítica na Unidade Córrego do Santo Antônio e exibe crenulação; D) Fotomicrografia de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe granada porfiroblástica, com foliação cortada por veios de quartzo, sob nicóis paralelos. Qtz: quartzo; Grt: granada; Msc: muscovita..... 43

Figura 4.12- Mapa geológico com localização de amostras coletadas para análise do sistema isotópico Sm-Nd..... 44

Figura 4.13 - Histogramas com curva de probabilidade de distribuição de grãos detríticos de zircão de acordo com sua idade de cristalização. A amostra JJ-105 foi analisada no escopo do Projeto Oeste de Goiás (CPRM, em elaboração). 46

Figura 7.1 – Imagem obtida em MEV dos grãos de zircão da amostras JJ-R-034..... 76

Figura 7.2 - Imagem obtida em MEV dos grãos de zircão da amostra JJ-R-144..... 77

Índice de Tabelas

Tabela 4-1 - Tabela com resultado de análises de isótopos Sm-Nd.	44
Tabela 7-1 - Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-132.....	71
Tabela 7-2 - Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-144.....	72
Tabela 7-3 – Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-034.....	74

Resumo

A presente dissertação aborda as rochas da porção oeste da Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas (SMAP), do Arco Magmático de Goiás, com o intuito de caracterizá-la e investigar sua evolução. Para tanto, foram usadas imagens de Amplitude do Sinal Analítico magnético, mapeamento geológico, análise isotópica de Sm e Nd em rocha total e análise geocronológica de grãos detríticos de zircão. A SMAP está exposta na região central da Província Tocantins, próxima ao limite entre as faixas Brasília e Paraguai. Ela é uma faixa de rochas supracrustais, de direção NNW, composta por duas unidades separadas por gnaiss paleoproterozoico (Gnaiss Ribeirão). A Unidade Córrego da Onça aflora a leste e compreende principalmente metabasaltos e metatufos dacíticos a riolíticos, com pequenas lentes de rochas metassedimentares. Por sua vez, a Unidade Córrego do Santo Antônio, exposta a oeste, é composta por pacotes de micaxistos e quartzitos dobrados, imbricados com corpos máfico-ultramáficos alongados na direção NS, com camadas de metacalcário e metachert associadas. Os corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio, de até 20 km de comprimento por 4 km de largura, configuram sequências ofiolíticas, enquanto os metacalcários e metachert representam sedimentos pelágicos depositados sobre a placa oceânica subductante. Os micaxistos e quartzitos assinalam sedimentos depositados em bacias de trincheira. A interpretação da imagem de amplitude do sinal analítico sugere que as rochas da Unidade Córrego do Santo Antônio estão expostas ao longo do limite entre blocos magnéticos distintos. Ademais, o resultado das análises isotópicas de Nd em rocha total corrobora essa interpretação e indica que alguns corpos máfico-ultramáficos apresentam assinatura juvenil ($\epsilon_{Nd}(900)$ de até +6.16 e T_{DM} de 0.86 Ga). Por sua vez, os grãos detríticos de zircão das amostras analisadas pertencem a uma população predominantemente paleoproterozoica, apenas o pacote exposto mais a oeste exibe elevada contribuição de grãos com idade entre 1,2 Ga. Apesar de uma amostra coletada mais a sul exibir padrão unimodal, com pico de idade semelhante à idade da bacia, típico de bacias formadas em ambiente convergente. Em todas as amostras há apenas diminuta população de grãos neoproterozoicos, e as idades máximas de deposição variam entre ca. 990 Ma, na amostra exposta mais a leste, e ca. 820 Ma, na amostra exposta mais a oeste. Esses resultados sugerem que as rochas da Unidade Córrego do Santo Antônio configuram prisma acrescionário relacionado à subducção que culminou na aglutinação de Gondwana Ocidental. A sedimentação ao longo dessa trincheira durou pelo menos 60 Ma, com registro de importante participação de sedimentos advindos de crosta paleoproterozoica.

Palavras-chave: Arco Magmático de Goiás; Faixa Brasília; Proveniência de grãos de zircão; Bacia de trincheira.

Abstract

This Msc. thesis presents the results of geophysical, geological and isotopic (Sm-Nd and U-Pb) approach to the western portion of Arenópolis-Piranhas Metavolcanosedimentary Sequence (APMS). APMS is a NNW-trending strip of metavolcanic and metasedimentary rocks, located in the central part of Tocantins Province and form part of the Goiás Magmatic Arc. It was formed during the convergence between Amazon and São Francisco-Congo cratons, which culminated in the amalgamation of Western Gondwana. APMS is formed by amphibolites and intermediate to acid metatuff to the east (Córrego da Onça unit) and metasedimentary rocks imbricated with mafic-ultramafic plutonic bodies to the west (Córrego do Santo Antônio unit). Paleoproterozoic gneiss (Ribeirão Gneiss) outcrops between them. Interpretation of ASA magnetic image suggest that APMS rocks mark a boundary between different magnetic domains. Nd isotopic analyzes support this view and also indicate that some mafic-ultramafic rocks of Córrego do Santo Antônio unit are juvenile ($\epsilon_{Nd}(900)$ of +6.16 and T_{DM} as lower as 0.86 Ga). While one sample collected in the southwestern part of the AMSP display unimodal trench-like signature of detrital zircon grains ages, its central region presents dominant Paleoproterozoic grains with only minor Neoproterozoic populations. The youngest zircon grains of the samples analyzed show ages varying between ca. 990 Ma and ca. 820 Ma. Those results suggest that the western part of AMSP configures a accretionary wedge associated with the beginning of the subduction which culminated in the collision between Amazon and São Francisco-Congo cratons. Deposition in its trench basin endured at least 60 Ma, with important contribution of sediments from Paleoproterozoic crust, as well as Archean crust.

Keywords: Goiás Magmatic Arc; Brasília Belt; Detrital zircon grains provenance; Trench-basin

1 Introdução

Esta dissertação apresenta os resultados e conclusões obtidos a partir de abordagem geológica, geofísica e isotópica das rochas da Unidade Córrego do Santo Antônio, da Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas (GO). Essa sequência ficou conhecida pelos estudos do então estudante Márcio Martins Pimentel e de seu orientador, prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck, ainda na década de 1980 e início da década de 1990, em que foram estabelecidos os primeiros passos para a compreensão do Arco Magmático de Goiás ([Pimentel, 1985, 1992](#); [Pimentel & Fuck, 1986, 1987, 1992](#); [Pimentel et al., 1985, 1991](#)). Foi a partir dos estudos dos professores Pimentel e Fuck, neste conjunto de rochas, que foram obtidas as primeiras idades neoproterozoicas a partir da análise isotópica U-Pb em zircão na região do arco, e que se apresentaram as primeiras evidências de magmatismo juvenil na área, assinaladas nos isótopos de Nd dos anfíbolitos desta sequência.

O Arco Magmático de Goiás (AMG) compõe a porção ocidental da Faixa Brasília, Província Tocantins, e consiste em um complexo sistema de rochas formadas em ambiente de arco vulcânico, durante a amalgamação de Gondwana Ocidental ([Pimentel et al., 2000](#); [Pimentel, 2016](#)). Apresenta-se em dois segmentos separados pelo Maciço de Goiás, Arco de Mara Rosa, a norte, e Arco de Arenópolis, a sul, e compreende ortognaisses expostos entre faixas de rochas supracrustais.

As melhores exposições de rochas associadas às sequências metavulcanossedimentares ocorrem no Arco de Arenópolis. Dentre essas, a Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas consiste em duas unidades separadas entre si por faixa de gnaisses paleoproterozoicos ([Pimentel & Fuck, 1986](#); [Pimentel, 1992](#)). A leste afloram anfíbolitos e metatufos dacíticos a riolíticos que compõem a Unidade Córrego da Onça, enquanto a oeste ocorrem micaxistos e quartzitos, intercalados com corpos de rochas máficas e ultramáficas associados a metachert e metacalcário, compondo a Unidade Córrego do Santo Antônio.

1.1 JUSTIFICATIVA

Apesar de nos últimos anos ter havido importantes avanços na compreensão dos ortognaisses do Arco Magmático de Goiás, pouco tem sido apresentado a respeito das rochas supracrustais, especialmente em relação ao segmento sul do arco. Entretanto, essas rochas muitas vezes mostram registro mais claro da evolução tectônica da região e podem auxiliar a delimitar os sub-ambientes de formação dentro do sistema de arcos vulcânicos.

As rochas da porção ocidental da Sequência Arenópolis-Piranhas parecem compor prisma acrecionário ao AMG ([Pimentel & Fuck, 1986](#)). Se essa hipótese estiver correta, trata-se de importante registro rochoso do início da subducção que culminou no fechamento de Gondwana Ocidental. Por isso, é importante caracterizar e detalhar esse conjunto, e entender a evolução da sedimentação nessa bacia.

Para isso, foram utilizadas diversas abordagens, desde interpretação de imagens geofísicas, mapeamento geológico sistemático, descrição petrográfica, análise de isótopos de Sm e Nd em rocha total e análise geocronológica U-Pb em grãos detríticos de zircão.

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos gerais deste trabalho são caracterizar a porção ocidental da Sequência Arenópolis-Piranhas e avaliar a evolução da bacia onde foram depositados os sedimentos que deram origem às rochas metassedimentares que a compõem. Por sua vez, os objetivos específicos são:

- a) Descrever os principais tipos litológicos que compõem a Unidade Córrego do Santo Antônio;
- b) Caracterizar a relação estratigráfica entre os principais tipos litológicos;
- c) Comparar o conjunto litológico da porção oeste da Sequência Arenópolis-Piranhas a exemplos modernos e antigos de complexos de subducção;
- d) Sugerir relação temporal entre os pacotes de rochas metassedimentares que compõem a Unidade Córrego do Santo Antônio;
- e) Avaliar se os diferentes pacotes de rochas metassedimentares apresentam contribuição de fontes diversas;

A apresentação deste trabalho foi realizada em forma de dissertação, cujos capítulos que a compõem estão descritos a seguir. Na **Introdução** são apresentados aspectos iniciais a respeito do objeto geológico estudado (Unidade Córrego do Santo Antônio, Sequência Arenópolis-Piranhas), bem como a justificativa e os objetivos deste trabalho. Apresentam-se também a estrutura da dissertação e a localização da área de estudo.

No capítulo **Contexto Geológico** encontra-se uma descrição sucinta da Província Tocantins e da Faixa Brasília, com maior foco para o segmento sul do Arco Magmático de Goiás. Em seguida, apresenta-se descrição das rochas que compõem a Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas, com um pequeno histórico da pesquisa geológica dessas rochas.

Em seguida, na seção **Material de Métodos**, descrevem-se sucintamente os materiais utilizados e as etapas de coleta, preparação e análise de cada um. O resultado da pesquisa é apresentado em forma de artigo na seção **Manuscrito**.

Por fim, são apresentadas as principais conclusões do trabalho e algumas recomendações de futuras pesquisas na área (**Conclusões e Recomendações**).

As tabelas com o resultado das análises geocronológicas de grãos de zircão, bem como a imagem obtida em Microscópio Eletrônico de Varredura são apresentadas em **anexo**.

Muitas das informações e dos dados, principalmente de mapeamento geológico, utilizados nessa dissertação foram obtidos no decorrer do Projeto Oeste de Goiás, da CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada encontra-se no oeste de Goiás, entre os municípios de Piranhas e Arenópolis. Situa-se entre os rios Caiapó e Piranhas, no vale do rio Araguaia e assinala região dissecada, de baixa topografia. Os principais acidentes geográficos da área são a Serra Negra e o Morro do Baú, que marcam o começo da região de afloramento das rochas da Bacia do Paraná a sul, e a Serra de Piranhas e a Serra do Iran, sustentadas por granitos.

Na região domina bioma de Cerrado e clima tropical, quente e semi-úmido, marcado por duas estações bem definidas. A estação chuvosa ocorre entre os meses de outubro e abril, e é marcada por frequentes chuvas torrenciais. Por sua vez, o período de estiagem acontece entre maio e setembro. As temperaturas variam entre 18°C e 36°C, com junho e julho sendo os meses mais frios.

Para acessar a área a partir de Brasília-DF, deve-se seguir em direção a Goiânia-GO pela BR-060 e então tomar a GO-060 em direção a Piranhas-GO (Figura 1.1). O trajeto é de cerca de 500 km em estradas pavimentadas e em boas condições de rodagem, embora somente a rodovia federal seja duplicada. Na região, a maioria das vias de acesso não são pavimentadas, mas apresentam boas condições de uso. Entretanto, algumas vias são particulares e podem ter o acesso negado pelo proprietário.

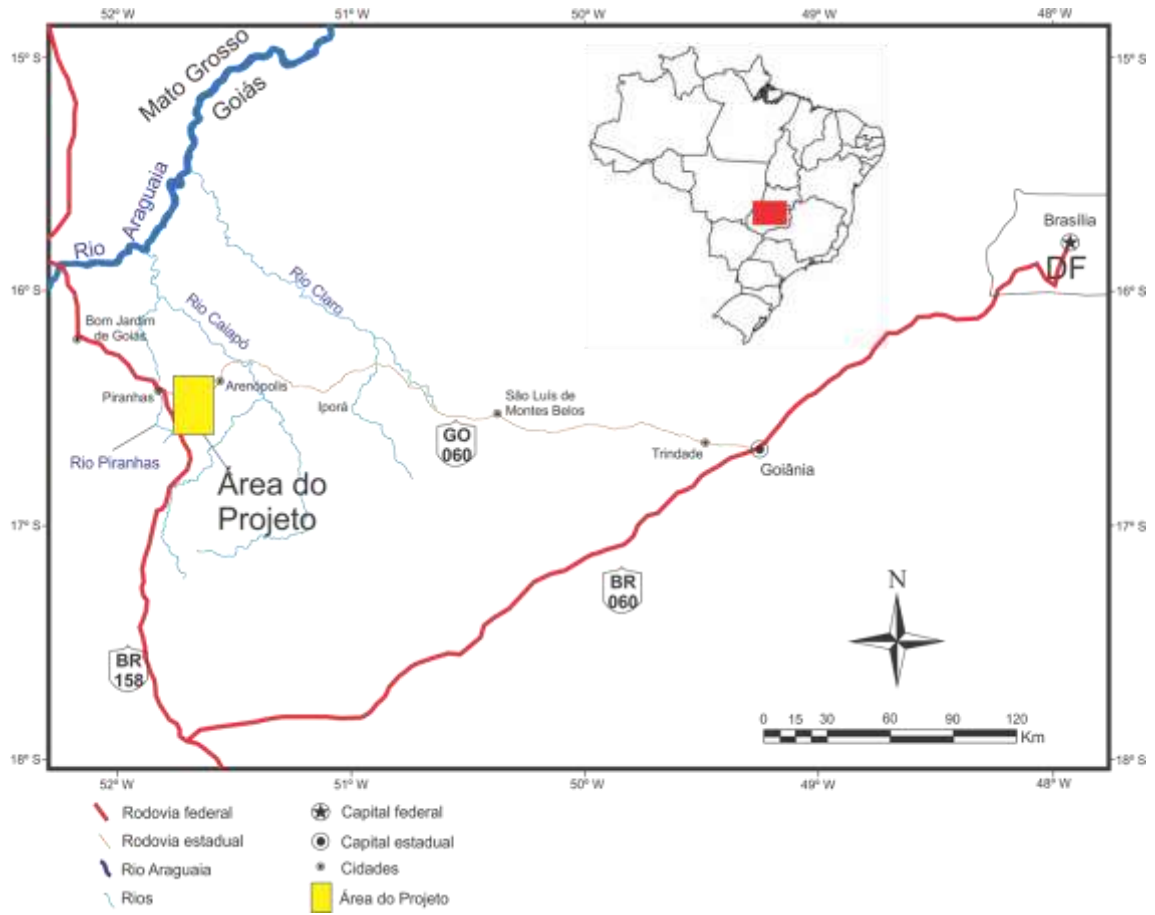


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo, com as principais rodovias de acesso e os principais rios.

2 Contexto Geológico Regional

2.1 Faixa Brasília

A **Província Tocantins** é um cinturão orogênico neoproterozoico, formado durante a aglutinação de Gondwana ocidental (Figura 2.1; [Almeida, 1977](#); [Almeida et al., 1981](#); [Brito Neves & Cordani, 1991](#); [Brito Neves et al. 1999](#)). Está situada entre os crátons Amazônico, a oeste, e São Francisco, a leste, e é coberta pelas rochas sedimentares fanerozoicas das bacias do Paraná, a sul, e do Parnaíba a norte. A Província Tocantins compreende três cinturões dobrados: faixas Paraguai e Araguaia, desenvolvidos na margem leste do Cráton Amazônico, e Faixa Brasília, na margem oeste do Cráton São Francisco.

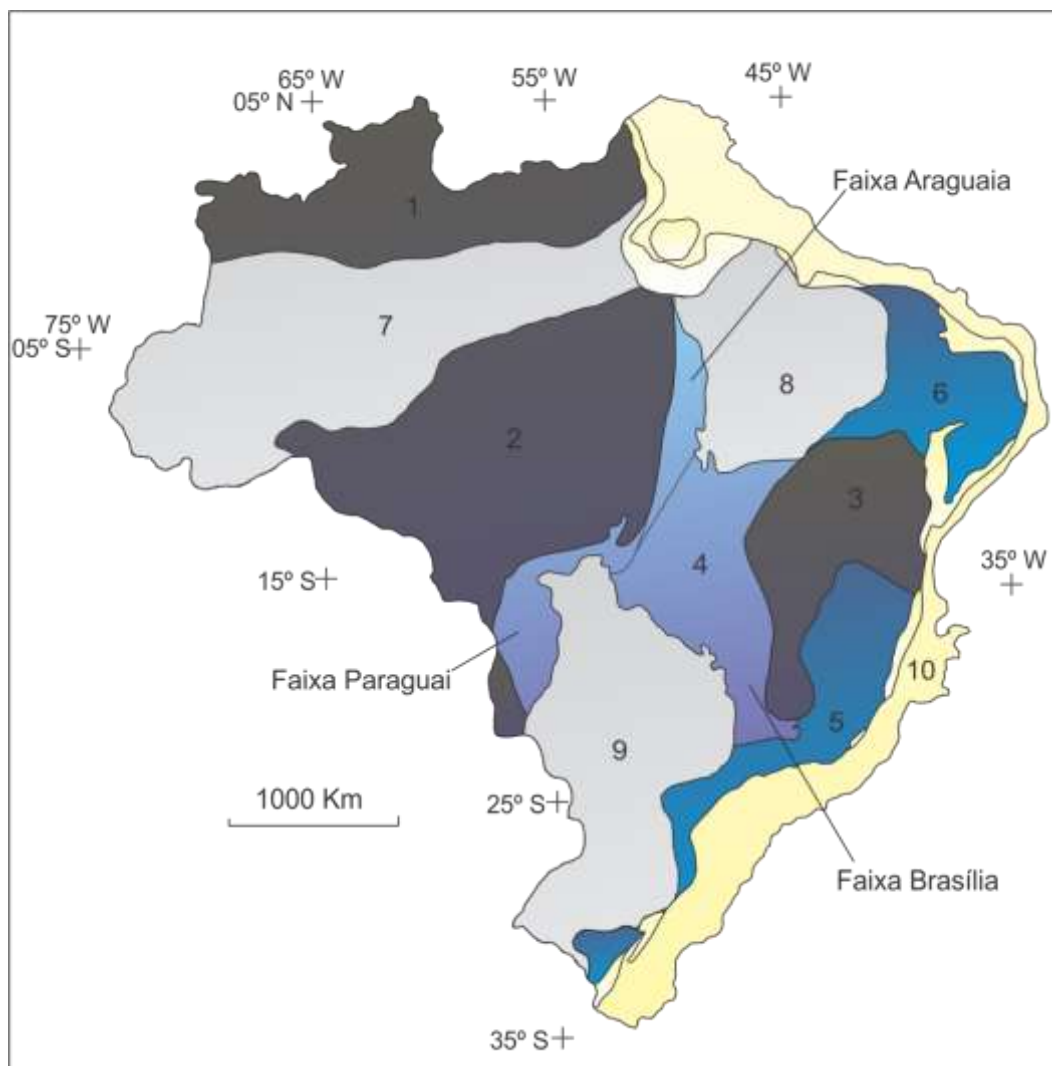


Figura 2.1 - Províncias estruturais brasileiras (modificado de [Almeida et al., 1981](#)). 1 - Rio Branco; 2- Tapajós; 3 - São Francisco; 4 - Tocantins; 5 - Mantiqueira; 6 - Borborema; 7 - Solimões; 8 - Parnaíba; 9 - Paraná; 10 - Costeira e margem continental.

A Faixa Brasília é um cinturão orogênico que se estende por mais de 1000 km e mostra tendência estrutural geral NS (Figura 2.2). Exibe dois segmentos com tendências estruturais que convergem em direção à inflexão dos Pirineus ([Araújo Filho, 2000](#)). O segmento norte, de direção NE-SW, se estende até o estado do Tocantins, e o segmento

sul, de direção NW-SE, segue até a região da Serra da Canastra. De maneira geral, a faixa é marcada por falhas de empurrão regionais, de direção norte-sul, com vergência para leste, que justapõem rochas de diferentes níveis crustais (e.g. falhas do Rio dos Bois, do Rio Maranhão, sistema Parará e falha de São Domingo - [Fonseca et al. \(1995\)](#) - a norte, e falha da Serra do Maratá, sistema Ilícinea-Piumhi - [Valeriano et al. \(1995\)](#) - e falha de Socorro-Guaxupé a sul). O transporte tectônico para leste é acomodado em grandes zonas de cisalhamento transversais e oblíquas cujas principais estruturas são as zonas de cisalhamento de Goiânia, Aragoiânia, Caraíba, Ipameri, Cristianópolis, Santa Cruz e Pontalina ([Barbosa & Silva, 1992](#); [Delgado et al., 2003](#)).

Legenda

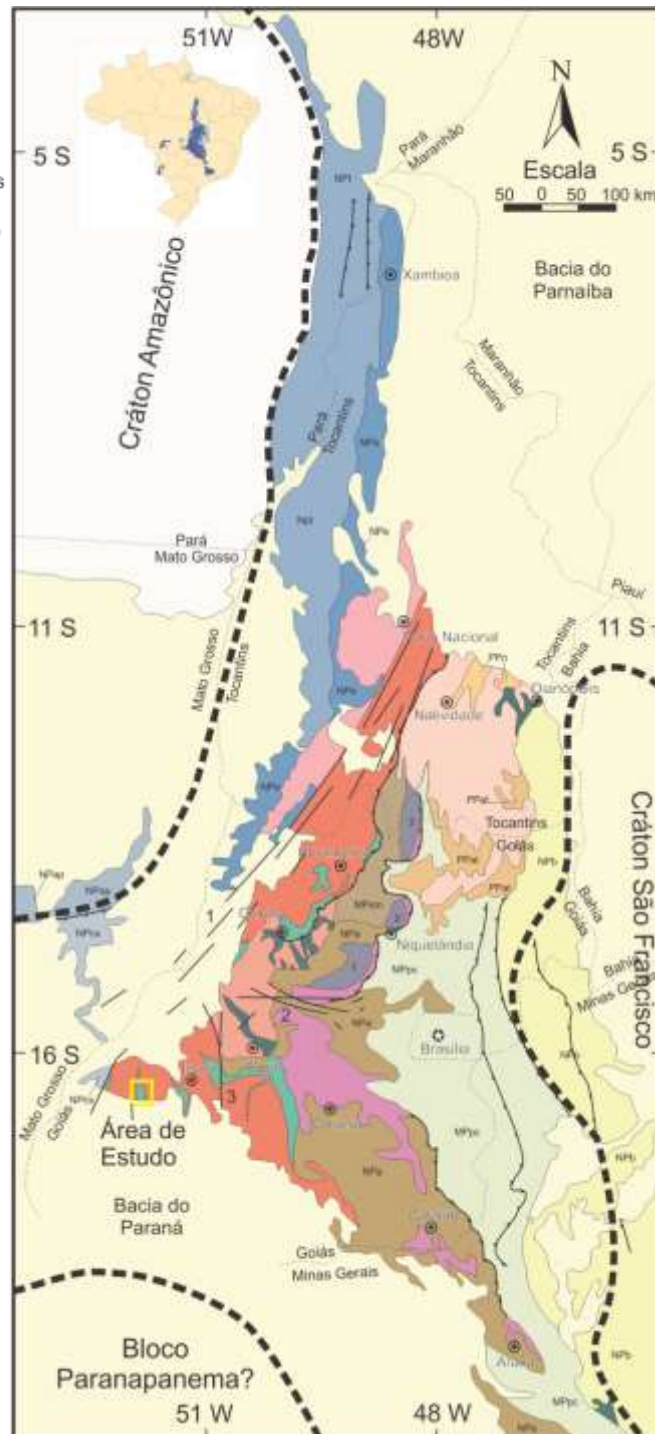


Figura 2.2 - Principais unidades tectônicas da Faixa Brasília (modificado de [Pimentel et al., 2004](#)).

Vários autores propuseram modelos de compartimentação para a Faixa Brasília (e.g. [Dardenne 1978](#), [Marini et al., 1984](#), [Lacerda Filho et al., 1999](#), [Delgado et al., 2003](#), [Lacerda Filho e Frasca, 2008](#)), todos reconheceram o gradual aumento de deformação e de grau metamórfico de leste para oeste. No entanto, a proposta que encontrou maior ressonância entre os pesquisadores dessa faixa de dobramentos neoproterozoica foi a apresentada por [Fuck et al. \(1993, 1994 e 2017\)](#). Esse modelo divide a Faixa Brasília em três compartimentos principais de leste para oeste: zonas cratônica, externa e interna.

A **zona cratônica** exibe dobras suaves e compreende rochas sedimentares, anquimetamórficas (grupos Paranoá e Bambuí e formação Jequitai). No setor oriental da zona cratônica as dobras são mais apertadas e apresentam vergência para leste, principalmente nas proximidades de falhas inversas ([Fuck et al., 1994, 2017](#)). Rochas possivelmente relacionadas ao Cráton São Francisco-Congo correspondem a seu embasamento, sendo expostas em restritas janelas estruturais (e.g. Sequência Vulcanossedimentar de São Domingos; [Teixeira et al., 1982](#)).

A **zona externa** é composta por rochas metassedimentares empurradas em direção ao Cráton São Francisco, bem como extensas exposições do embasamento Paleoproterozóico ([Fuck et al., 2014](#)). Esses pacotes de rochas metassedimentares assinalam três pulsos extensionais e configuram o Supergrupo Veadeiros, correlacionável ao Supergrupo Espinhaço ([Ferreira et al., 2018](#)). Ainda nesse domínio ocorrem intrusões de granitos anorogênicos das subprovíncias Paranã e Tocantins (1,77 Ga-1,6 Ga) ([Marini & Botelho, 1986](#)).

A **zona interna** compreende os grupos Araxá e Canastra, o complexo granulítico Anápolis-Itauçu, além do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás. Esse domínio configura a região com maior grau metamórfico e maior intensidade de deformação. Na região onde dominam as rochas metassedimentares dos grupos Araxá e Canastra, a deformação é acomodada em *nappes* indicando movimentação para leste, em cujas frentes eventualmente são expostas lascas do embasamento paleoproterozoico (e.g. Sequência Silvânia (2,2 Ga) e granito Jurubatuba (2,1 Ga), ([Fischel et al., 2001](#); [Piuzana et al., 2003b](#)). Eventualmente afloram, em meio aos xistos do Grupo Araxá, faixas de serpentinitos, com *pods* de cromita, que podem representar lascas ofiolíticas ([Strieder & Nilson, 1992](#)). Associado a esse conjunto ocorrem os orto- e paragranelitos do Complexo Anápolis-Itauçu, eventualmente intrudidos por complexos máfico-ultramáficos acamadados (e.g. Taquaral, Damolândia, Capelinha, Serra do Gongomé) ([Winge, 1995](#); [Silva, 1997](#); [Della Giustina, 2010](#)). Sua porção paraderivada exibe características isotópicas semelhantes às observadas nas rochas do Grupo Araxá ([Piuzana et al., 2003a](#)), enquanto os ortogranulitos apresentam feições litoquímicas semelhantes às de rochas de arco magmático ([Klein, 2008](#)).

Por sua vez, na porção centro-oeste da Faixa Brasília ocorre o **maciço de Goiás**. Essa unidade abrange os terrenos TTG arqueanos, separados entre si por estreitas faixas de sequências do tipo *greenstone belt* ([Jost et al., 2013](#)), e os complexos máfico-ultramáficos acamadados e sequências metavulcanossedimentares associadas ([Ferreira Filho et al., 1994](#); [Correia et al., 2012](#)). Em sua porção norte, o maciço de Goiás é recoberto pelas rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa ([Marini et al., 1977](#)), enquanto a sul exibe pacotes de quartzitos e micaxistos dobrados e empurrados em sua direção (e.g. Grupo Serra Dourada; [Simões, 1984](#); [Baêta Jr. et al., 1998](#)).

2.2 Arco Magmático de Goiás

O **Arco Magmático de Goiás (AMG)** é a unidade tectônica mais ocidental da Faixa Brasília e está limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano ([Seer, 1985](#); [Curto et al., 2014](#)). As rochas do AMG representam complexo sistema de arcos vulcânicos e

estão expostas na porção norte da Faixa Brasília, formando o Arco de Mara Rosa, e na porção sul, onde é conhecido como Arco de Arenópolis, com o Maciço de Goiás entre eles. No geral, esses segmentos compreendem ortognaisses cálcio-alcalinos, gerados principalmente em dois períodos (ca. 900 – 800 Ma e ca. 650 – 600 Ma; [Junges et al., 2002, 2003](#); [Laux et al., 2004, 2005](#); [Frasca, 2015](#)), cujo grupo mais velho exhibe composição tonalítica a granodiorítica e feições litoquímicas e isotópicas indicativas de rochas formadas em ambiente de arco de ilha. Por sua vez, as rochas metaplutônicas de ca. 650 a 600 Ma apresentam assinatura isotópica Sm-Nd correspondente a material formado por retrabalhamento crustal, mantendo a assinatura química de rochas formadas em arco.

No segmento norte do AMG, entre os ortognaisses afloram faixas de sequências metavulcanossedimentares mais ou menos contemporâneas às rochas plutônicas. Esses conjuntos estão dispostos de maneira a apresentar gradação cronológica, com as rochas mais velhas expostas a leste e as mais jovens a oeste. A sequência mais antiga é a Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa (ca. 862 Ma; [Oliveira et al., 2006](#)), composta principalmente por anfibolitos, que representam basaltos calci-alcalinos e toleíticos de baixo potássio. O conjunto mais novo (ca. 630 Ma), conhecido como Sequência Metavulcanossedimentar de Santa Terezinha, compreende rochas metassedimentares, representadas por micaxistos e quartzitos, com imbricações de tonalitos ([Dantas et al., 2001, 2006](#); [Fuck et al., 2006](#)). Ainda nesta sequência, a leste afloram rochas metavulcânicas de composição basáltica a riolítica, expostas em três escamas imbricadas.

O segmento sul do AMG mostra dois domínios estruturais distintos, separados pelo Lineamento Moiporá-Novo Brasil ([Martins et al., 2018](#)). No setor oriental, as rochas das sequências Anicuns-Itaberaí e Mossâmedes estão intensamente dobradas e são empurradas para leste sobre os granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu. As rochas metavulcânicas dessas sequências representam basaltos e andesitos juvenis, toleíticos a calci-alcalinos de baixo potássio ([Laux et al., 2004, 2005](#)), enquanto os metassedimentos, representados por quartzitos, micaxistos, metacherts e metacalcários, podem apresentar contribuição de material mais antigo ([Laux et al., 2010](#)). Por sua vez, o setor oriental exhibe falhas transcorrentes de alto ângulo, de direção NNW e que limitam faixas de rochas supracrustais. De oeste para leste afloram as rochas das sequências Jaupaci (ca. 750 - 590 Ma; [Marques, 2017](#)), Iporá-Amorinópolis (ca. 636 Ma; [Rodrigues et al., 1999](#)), Arenópolis-Piranhas (ca. 900 Ma; [Pimentel & Fuck, 1992](#)) e Bom Jardim de Goiás (ca. 750 Ma; [Guimarães et al., 2012](#)). Enquanto nas sequências Jaupaci e Iporá-Amorinópolis dominam os termos vulcânicos, assinalados por metabasaltos e metatufos dacíticos a riolíticos, nas sequências Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás ocorrem expressivos pacotes de micaxistos e quartzitos. Contudo, o posicionamento tectônico dessas bacias ainda é incerto, com indicações de que a Sequência Jaupaci tenha se formado em ambiente de *back-arc* ([Marques, 2017](#)).

Entre ca. 580 Ma e 490 Ma as rochas do AMG foram intrudidas por granitos tardi- a pós-orogênicos (e.g. Suíte Serra Negra, Granito Rio Caiapó; [Pimentel et al., 1999](#),

[2000](#)). Essas intrusões ocorreram em dois períodos, sendo o primeiro representado por granitos caledonianos do tipo I, cristalizados entre ca. 580 Ma e 520 Ma, enquanto o magmatismo mais jovem é representado por granitos alcalinos do tipo A, de idade entre ca. 520 Ma e 490 Ma. Ambos conjuntos foram cristalizados a partir de magmas metaluminosos, com razão K_2O/Na_2O menor do que 1 e características transicionais entre as séries calci-alcalinas de alto K e shoshonítica. Suas assinaturas de isótopos de Sr e Nd indicam que os magmas que deram origem a essas rochas foram gerados principalmente a partir da refusão do arco neoproterozoico (razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,703 e 0,710 e $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -4,6 e +3,0), eventualmente com contribuição de crosta mais antiga (T_{DM} do Granito Serra Negra varia de 1,13 Ga a 1,9 Ga; [Guimarães et al., 2012](#)).

2.3 Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas (SMAP)

Dentre as sequências de rochas supracrustais expostas no setor oriental do Arco de Arenópolis, a mais antiga é a Sequência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas. Os primeiros trabalhos de reconhecimento geológico na região entre Arenópolis e Piranhas deram conta da existência de rochas supracrustais, expostas ao longo de uma faixa de direção NS ([Pena & Figueiredo, 1972](#); [Pena et al., 1975](#); [Faria et al., 1975](#)). Entretanto, inicialmente, esse conjunto foi atribuído ao Grupo Araxá. Em seguida, durante o trabalho de mapeamento básico executado pela equipe do RADAMBrasil, essas rochas foram individualizadas sob o epíteto Grupo Dois Irmãos, supostamente de idade arqueana, e foram classificadas como um *greenstone belt* à semelhança do Grupo Guarinos ([Janhez et al., 1983, 1984](#)).

Apenas posteriormente, [Pimentel & Fuck \(1986\)](#) posicionaram esse conjunto no Proterozoico Superior, denominando-o Sequência Vulcanossedimentar de Arenópolis (GO) e apresentando evidências petrográficas, litoquímicas e estruturais de que essas rochas foram formadas em ambiente de arco vulcânico. Essas observações foram corroboradas por análises isotópicas e datações geocronológicas ([Pimentel et al., 1991, 2003](#); [Pimentel & Fuck, 1992](#)). A sequência apresenta duas unidades, separadas por faixa de gnaisses paleoproterozoicos: Unidade Córrego da Onça, exposta a leste, e Unidade Córrego do Santo Antônio, a oeste; as quais apresentam natureza distinta, embora compartilhem semelhanças metamórficas e estruturais (Figura 2.3).

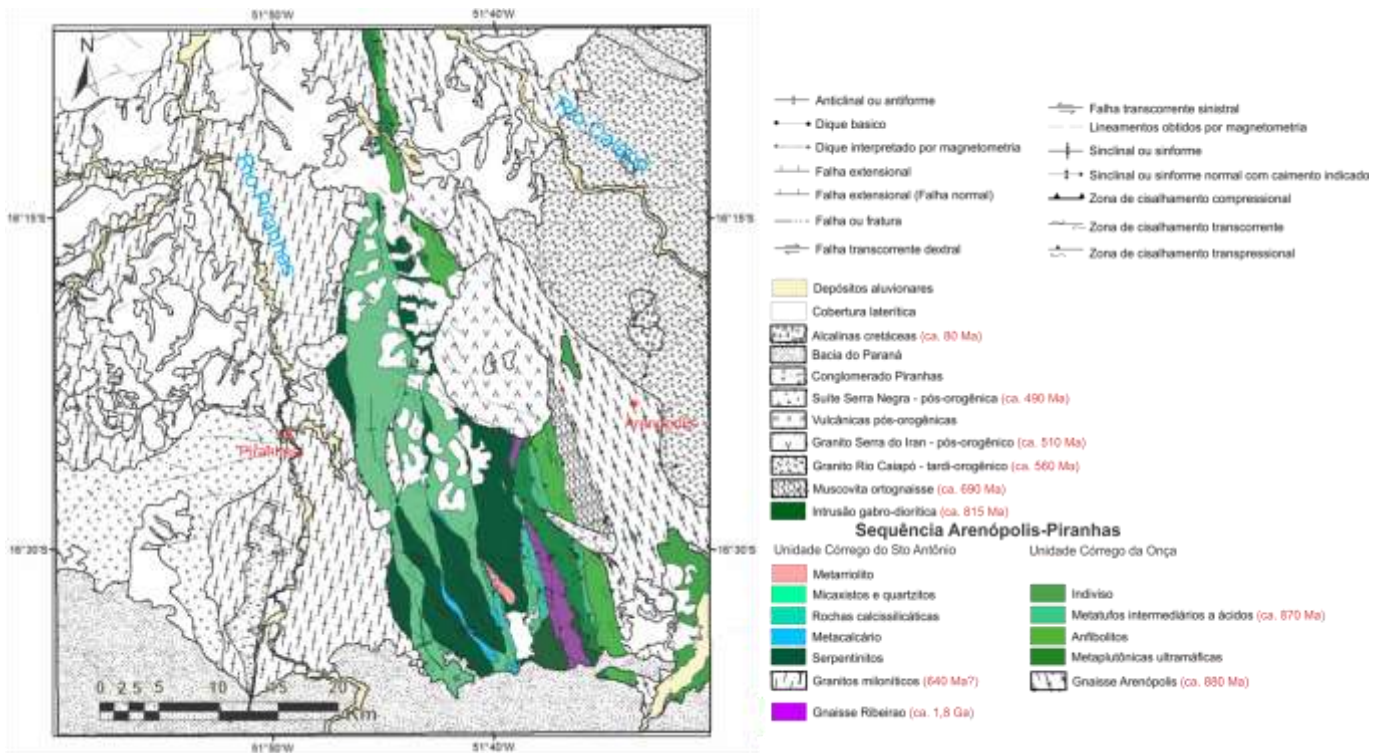


Figura 2.3 - Mapa simplificado da Sequência Arenópolis-Piranhas (modificado de [CPRM, em elaboração](#)).

As rochas da sequência fazem contato tectônico com os ortognaisses juvenis expostos a leste e com os granitos miloníticos expostos a oeste, mas são intrudidas pelos granitos que afloram na Serra do Iran. Diamictitos das formações Iapó e Vila Maria, bem como arenitos esbranquiçados da Formação Furnas, Bacia do Paraná, depositaram-se em discordância angular sobre as rochas da Sequência Arenópolis-Piranhas.

2.3.1 UNIDADE CÓRREGO DO SANTO ANTÔNIO

Na porção ocidental da SMAP afloram pacotes de micaxistos e quartzitos dobrados, separados por corpos máfico-ultramáficos, com camadas de metachert e metacalcário associadas. Esse conjunto compõem a Unidade Córrego do Santo Antônio, exposto a oeste da faixa de gnaisses paleoproterozoicos.

2.3.1.1 Rochas Máfico-Ultramáficas

Os corpos máfico-ultramáficos são alongados na direção NS, com até 20 km de comprimento e 4 km de largura, e ocorrem principalmente como blocos dispostos sobre pequenas elevações (Figura 2.4 *A*). Ainda que esteja muito intemperizados, eles parecem exibir bandamento ígneo, assinalado por variação composicional, e feições reliquias indicativas de quiescência tectônica (e.g. textura cumulática) (Figura 2.4 *B*). São constituídos por serpentinitos, metagabros e metabasaltos, localmente exibindo oficarbonatos.

Os serpentinitos são magnéticos, preto-esverdeados e ocorrem intercalados com tremolita-talco xistos, marcando bandamento ígneo reliquiar (Figura 2.4 *B*). Podem exibir feições de textura cumulática preservada, bem como feições de acentuado crescimento de tremolita, classificadas por [Pimentel & Fuck \(1986\)](#) como texturas

jackstraw (Figura 2.4 C). São constituídos predominantemente por serpentina, tremolita e magnetita, com pouco espinélio (ca. 3%), muito raramente apresentando cristais ígneos de olivina preservados (Figura 2.4 D). Essa assembleia mineral é compatível com metamorfismo de espinélio lherzolito em fácies anfíbolito. Por sua vez, os tremolita-talco xistos são constituídos por tremolita, serpentina, talco e, eventualmente, clorita, com magnetita e espinélio. Cristais de enstatita e olivina estão pobremente preservados, assinalando a fase ígnea. Essa composição é compatível com protólito de olivina websterito metamorfizado em fácies xisto verde a anfíbolito.



Figura 2.4 - A) Blocos de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio ocorrem sobre morrote; B) Bloco de rocha metaultramáfica da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bandamento ígneo, cuja camada intermediária apresenta textura cumulática reliquiar; C) Bloco de tremolita serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe feições de crescimento acentuado de tremolita, possivelmente assinalando textura do tipo *jackstraw* (Pimentel & Fuck, 1986); D) Fotomicrografia de serpentinito relacionado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe textura cumulática reliquiar e cristais de olivina preservados, sob nicóis cruzados. Ol: olivina; Srp: Serpentina.

Localmente, os serpentinitos exibem dolomita disseminada e em vênulas, eventualmente formando brechas, em quantidades superiores a 60% do total do volume da amostra (Figura 2.5 A). Esses blocos representam oficarbonatos e são constituídos por, além de carbonato e serpentina, tremolita, magnetita e subordinadamente epidoto. O carbonato reage lentamente a ataque de ácido clorídrico, indicando que se trata de dolomita.

Nas proximidades dos serpentinitos e tremolita xistos ocorrem metagabros com bandamento ígneo preservado, geralmente isotrópicos, de textura granoblástica, com porções nematoblásticas (Figura 2.5 B). São constituídos de quantidades variáveis de hornblenda e plagioclásio, com apatita e titanita marcando a fase acessória. Hornblenda é metamórfica e substitui diopsídio. Associados aos metagabros, ocorrem anfibolitos (Figura 2.5 C), de textura nematoblástica, com feições vulcânicas reliquias (e.g. textura porfirítica). São constituídos de hornblenda, plagioclásio, epidoto e clorita, com augita e, raramente, olivina reliquias preservados. As amostras exibem ainda magnetita e sulfetos disseminados.

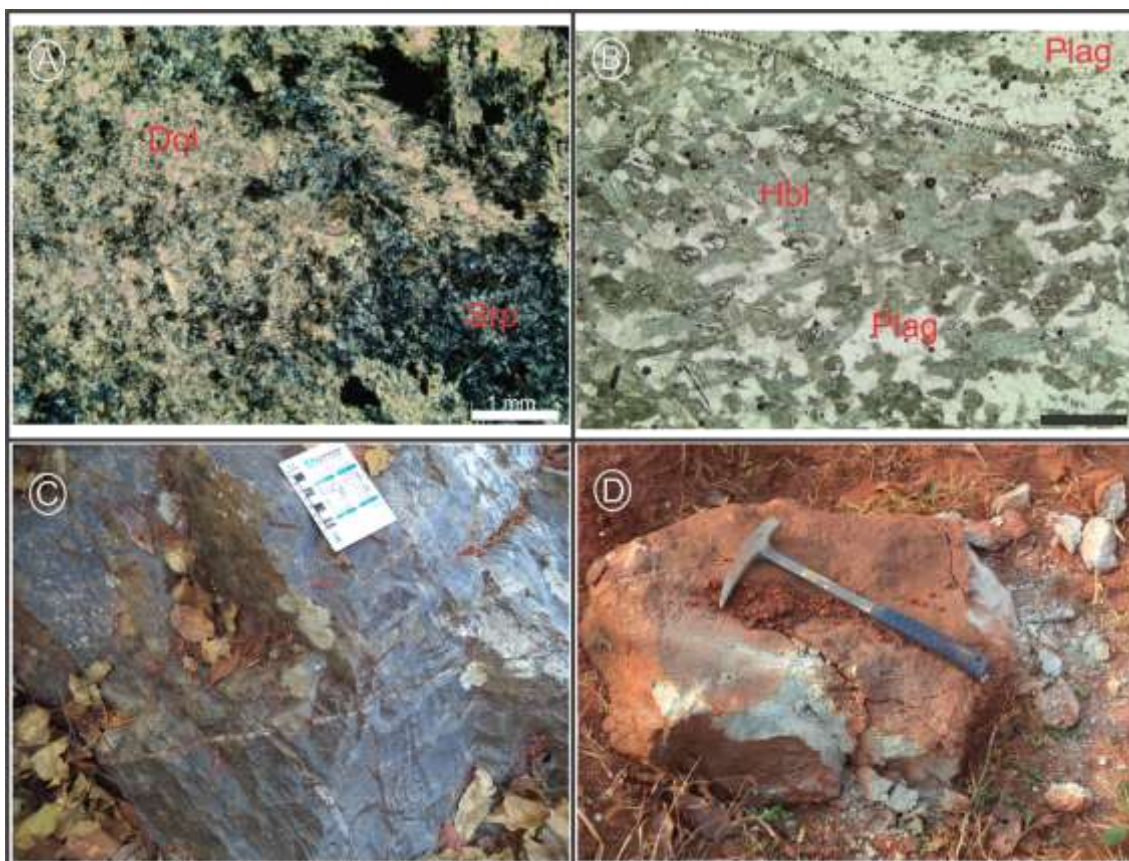


Figura 2.5 - A) Fotomicrografia de oficarbonato associado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe contatos difusos e porção rica em serpentinita na parte inferior direita da foto, enquanto o restante da cena apresenta carbonato, possivelmente dolomita, com alguns cristais de magnetita; nicóis cruzados; B) Fotomicrografia de metagabro bandado associado a corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; nicóis paralelos; C) Afloramento de anfibolito da Unidade Córrego do Santo Antônio intensamente deformado, cortado por vênulas quartzo-feldspáticas; D) Bloco de cianitito que ocorre associado aos corpos máfico-ultramáficos, possivelmente representando envelope de listwanito.

Cianitito e carapaças silicosas brechados podem ocorrer em associação com os corpos máfico-ultramáficos, possivelmente representando envelope de listwanito (Figura 2.5 D).

2.3.1.2 Rochas Metassedimentares

Sobre os corpos máfico-ultramáficos depositam-se pacotes de metacalcário laminado, intercalados com esteiras de metachert (Figura 2.6 A). Frequentemente essas rochas

estão fraturadas e preenchidas por sulfeto disseminado ao longo de fraturas. O metacalcário é calcítico, enquanto os metachert são ricos em quartzo, muscovita, turmalina e magnetita (Figura 2.6 B). Localmente afloram gnaisses calcissilicáticos cinza-esverdeados, compostos por bandas granoblásticas de quartzo, feldspato e plagioclásio, intercaladas com bandas nematoblásticas ricas em diopsídio, granada, epidoto e hornblenda (Figura 2.6 C).

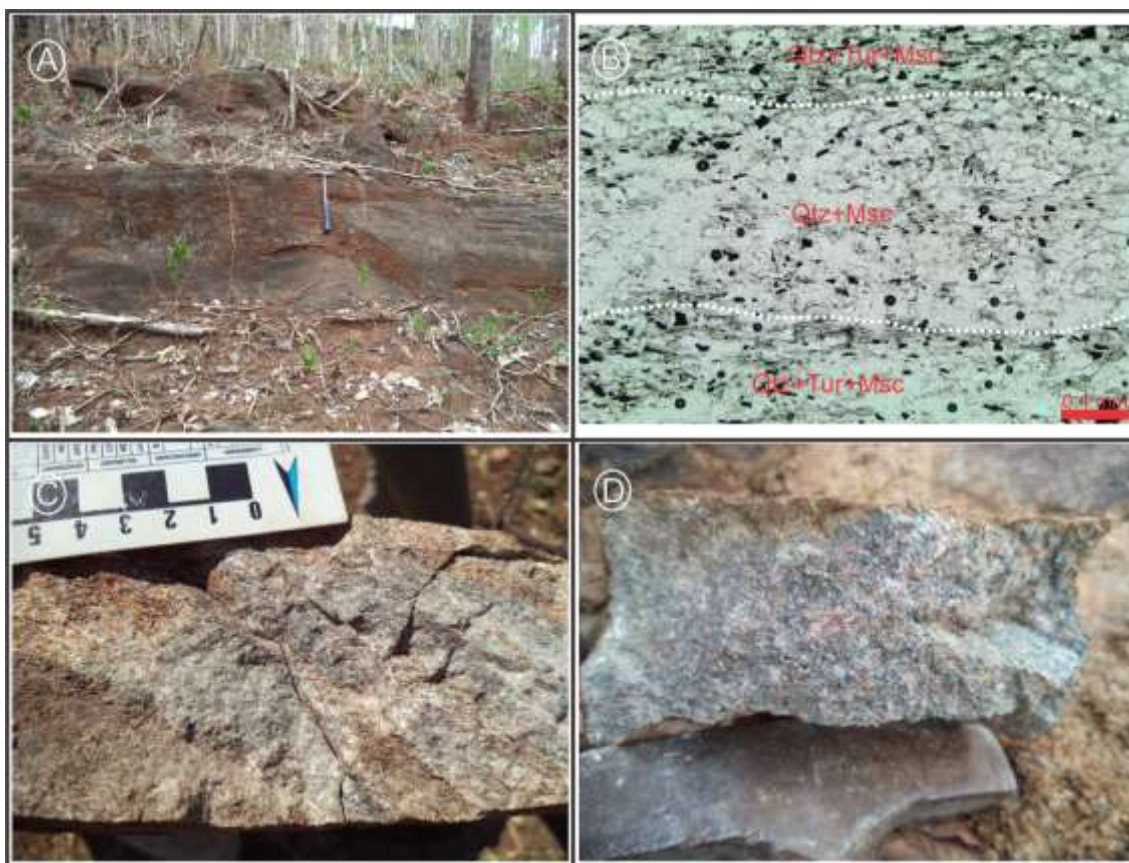


Figura 2.6 - A) Afloramento de calcário laminado, exibindo estrutura do tipo *pinch-and-swell*. Essas camadas ocorrem associadas aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; **B)** Fotomicrografia de metachert que ocorre associado a pacotes de calcário que apresenta bandas ricas em quartzo e muscovita (qtz+msc), intercaladas com bandas ricas em quartzo, turmalina e muscovita (qtz+tur+msc). Notar tonalidade esverdeada nas bandas ricas em turmalina; **C)** Amostra de gnaiss calcissilicático associado à porção de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio. Na porção inferior esquerda da foto é possível observar contato com dique de diabásio; **D)** Amostra de metatuf silicificado, associado à porção félsica da Unidade Córrego do Santo Antônio, repousa sobre cabeça de martelo petrográfico.

Metatufos róseo-esverdeados, cataclasados, de textura porfirítica ocorrem intercalados com essas camadas. Eles são constituídos de fenocristais de feldspato alcalino e quartzo, com matriz de quartzo, plagioclásio e biotita, eventualmente com pirita disseminada (Figura 2.6 D).

Pacotes de xistos intercalados com camadas de muscovita quartzito estão expostos entre os corpos máfico-ultramáficos. Esse conjunto está intensamente dobrado, embora apresente acamamento sub-horizontal em alguns locais (Figura 2.7 A), e é composto por micaxistos e granada micaxistos acinzentados, com finas camadas de quartzito e, localmente, faixas de paragneisses. Os xistos exibem textura porfiroblástica a

lepidoblástica e são constituídos por quantidades variáveis de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e granada, frequentemente com grãos de feldspato alcalino (Figura 2.7 *B e C*). Podem apresentar também cianita metamórfica e hornblenda e turmalina, aparentemente detríticas. Por sua vez, os quartzitos são granoblásticos, com domínios lepidoblásticos marcados por filmes de muscovita e biotita, localmente com granada metamórfica. Já os paragneisses são compostos por bandas de muscovita e granada intercaladas com bandas quartzo-feldspáticas (Figura 2.7 *D*).



Figura 2.7 - A) Afloramento de muscovita quartzito associado aos pacotes de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe acamamento sub-horizantal; **B)** Fotomicrografia de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio apresenta cristal de granada rotacionado e parcialmente substituído por muscovita. Nicóis paralelos; **C)** Amostra de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe crenulação e está bastante intemperizada; **D)** Afloramento de paragneisse da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe estiramento intenso. Grt: granada; Qtz: quartzo; Msc: muscovita.

Análises litoquímicas de elementos maiores e menores obtidas para as rochas ultramáficas e anfibolitos da Unidade Córrego do Santo Antônio indicam que elas evoluíram a partir de um mesmo magma, com variação da assembleia fracionante (Pimentel & Fuck, 1987). De maneira geral, as rochas apresentam tendência de enriquecimento em ferro, assinalando série toleítica. Apenas os metagabros parecem formar linha de tendência calci-alcálica. Algumas amostras exibem ainda anomalias expressivas de Cr (maior do que 2200 ppm), Ni (maior do que 1800 ppm) e Cu (maior do que 170 ppm).

2.3.2 UNIDADE CÓRREGO DA ONÇA

A Unidade Córrego da Onça corresponde à porção leste da SMAP e é composta por faixas de rochas metavulcânicas e, subordinadamente, plutônicas, com pequenas lentes de rochas metassedimentares. De maneira geral, exhibe foliação de alto ângulo o que dificulta o estabelecimento de relações estratigráficas entre os litotipos. Entretanto, dominam, de leste para oeste, faixas de anfibolitos, seguidos de metatufos intermediários a ácidos, com micaxistos expostos mais a oeste.

2.3.2.1 Anfibolitos

Os anfibolitos e anfibólitos xistos são preto-esverdeados a cinza-esverdeados, eventualmente bandados (Figura 2.8 A), com textura nematoblástica, subordinadamente granoblástica, com níveis lepidoblásticos. Exibem composição basáltica e feições ígneas reliquiárias, como textura porfirítica. São constituídos de plagioclásio, hornblenda, magnetita e quartzo, com fenocristais de plagioclásio e hornblenda. As amostras expostas mais a norte exibem paragênese metamórfica em fácies xisto verde, assinalada por epidoto, clorita e actinolita, enquanto as que ocorrem próximas à borda da Bacia do Paraná exibem paragênese de fácies anfibolito, marcada por hornblenda e plagioclásio. Localmente, os anfibolitos podem estar associados a gnaisses calcissilicáticos.

2.3.2.2 Metatufos

Logo a oeste, e intercalados nos anfibolitos, afloram metatufos de composição dacítica a riódacítica. Eles estão intensamente deformados e alterados hidrotermalmente, apresentando forte magnetismo, contudo ainda podem exhibir púmices alongados (Figura 2.8 B) e fenocristais com feições de reabsorção. As amostras exibem textura granoblástica, subordinadamente nematoblástica a lepidoblástica, constituídas de quantidades variáveis de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita geralmente cloritizada, epidoto e magnetita. Magnetita ocorre frequentemente associada a mica e titanita.

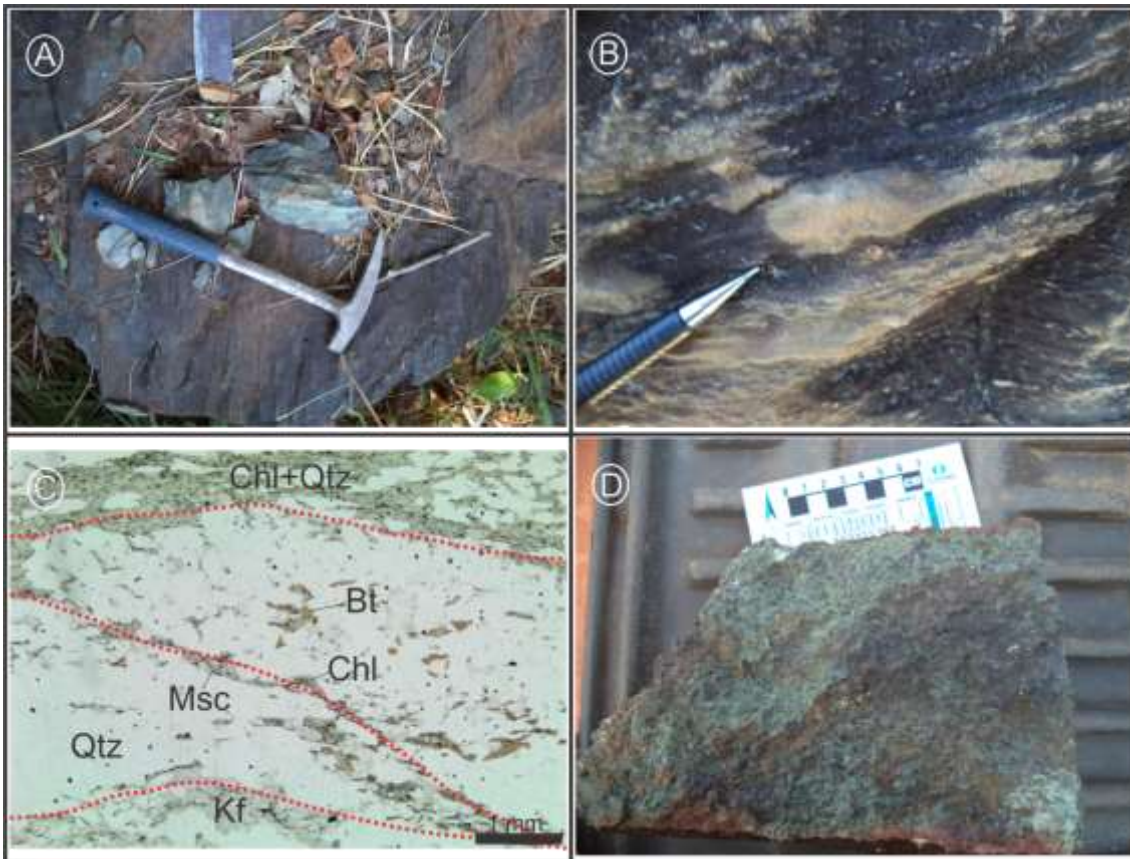


Figura 2.8 - A) Bloco de anfibolito cinza foliado; B) Púmice estirada em metatufu da unidade Córrego da Onça; C) Detalhe de rocha em lâmina delgada apresenta foliação SC; D) Amostra de peridotito serpentinizado. Qtz: quartzo; Msc: muscovita; Chl: clorita; Bt: biotita; Kf: feldspato alcalino.

Exposições restritas de micaxistos associados à Unidade Córrego da Onça ocorrem mais a oeste. Essas rochas estão intensamente deformadas, exibindo fitas de quartzo estirado e foliação milonítica SC (Figura 2.8 C). Elas são constituídas de filmes de clorita e muscovita, alternadas com bandas granoblásticas de quartzo e plagioclásio. Associada a muscovita ocorrem palhetas de biotita, geralmente cloritizadas. A paragênese metamórfica descrita acima, bem como as feições de alternância rítmica, sugerem que a rocha formou-se a partir do metamorfismo de ritmito em fácies xisto verde.

2.3.2.3 *Metaultramáficas*

Localmente ocorrem blocos de rochas metaultramáficas no extremo oeste da área de exposição das rochas da unidade Córrego da Onça. Esses corpos são representados por xistos e gnaisses pretos, de textura granoblástica, subordinadamente nematoblástica, com feições de trama cumulática reliquiar. São constituídos por tremolita, talco, clorita e serpentina, com magnetita e espinélio em menores quantidades. Eventualmente, exibem cristais reliquiaros de olivina e piroxênio, indicando tratar-se de protólito ígneo. A assembleia mineral assinala que a rocha se originou do metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito de espinélio lherzolito (Figura 2.8 D).

Análise litoquímica de elementos maiores e menores para as amostras de anfibolitos e metatufos indicam que as rochas da Unidade Córrego da Onça compreendem amplo

espectro composicional, com teor de sílica variando entre 49% e 78% ([Pimentel & Fuck, 1987](#)). Em diagramas de variação tipo Harker, os resultados das amostras dispõem-se em linha contínua, sugerindo que o magma que originou as rochas evoluiu a partir de um mesmo magma parental. Por sua vez, em diagrama AFM as rochas plotam ao longo de linha de tendência calci-alcalina.

Semelhantemente, análises isotópicas de Sm e Nd atestam o caráter juvenil dessas rochas ($\epsilon_{Nd}(900)$ varia entre +2,5 e +6,9; [Pimentel & Fuck, 1992](#)).

A partir da análise geocronológica em cristais de zircão e titanita de uma amostra de metarriolito, [Pimentel et al. \(1991\)](#) construíram curva concórdia, cujos interceptos superior e inferior indicaram idades de cristalização de 929 ± 8 Ma e de metamorfismo de ca. 597 Ma, respectivamente. Entretanto, [Pimentel et al. \(2003\)](#) indicam que a melhor estimativa de idade de cristalização para o metarriolito é o resultado da análise $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cada grão de zircão, mormente dos grãos cuja análise forneceram os resultados mais acurados, ou seja, ca. 877 Ma.

3 Materiais e Métodos

Neste trabalho foram utilizadas imagens geofísicas, geradas a partir de dados obtidos em levantamento aéreo contratado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e amostras coletadas durante etapas de campo do Projeto Oeste de Goiás, igualmente pela CPRM, em sua superintendência de Goiânia (SUREG-GO). Dezoito dessas amostras foram preparadas para análise de sistema isotópico Sm-Nd, enquanto 8 foram preparadas para análise geocronológica de grãos de zircão.

3.1 Levantamento geofísico aéreo:

Neste trabalho foram utilizados os aerolevamentos geofísicos apresentados no escopo do Projeto Oeste de Goiás – Serviço Geológico do Brasil/CPRM, a saber: Arco Magmático de Arenópolis-Sequência Juscelândia (2004) e Sudeste do Mato Grosso (2011) ([CPRM](#)). Entretanto, a área de estudo desta dissertação é recoberta apenas pelo aerolevamento Arco Magmático de Arenópolis-Sequência Juscelândia (2004) (Figura 3.1).

Esses levantamentos constam de perfis magnetométricos e gamaespectrométricos, com direção de linhas de vôo norte-sul, espaçadas a cada 500 metros, e direções de linhas de controle leste-oeste, com espaçamento de 5 km. Altura média de vôo de 100 metros e velocidade aproximada de 290 km/h. As medições magnetométricas foram adquiridas a cada 0.1 segundo, enquanto as gamaespectrométricas a cada 1 segundo.

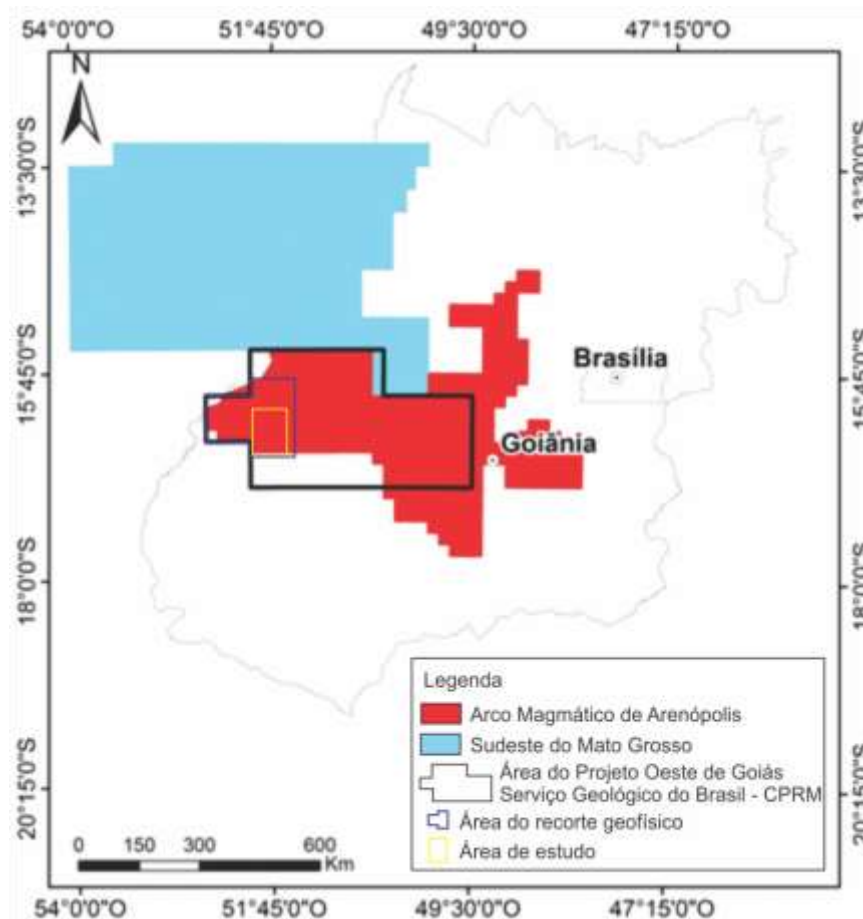
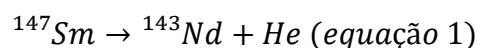


Figura 3.1 - Polígonos dos aerolevantamentos utilizados no Projeto Oeste de Goiás - Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Observar que a área de estudo é abrangida apenas pelo levantamento "Arco Magmático de Arenópolis". Adaptado de [CPRM, em elaboração](#).

3.2 Sm-Nd:

Sm (*Samarium*) é um elemento terra-rara, de número atômico 62, com sete isótopos naturais. Dentre esses, os espécimes ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm são radiogênicos, mas os dois últimos têm tempo de meia-vida tão longo que não podem produzir variações mensuráveis na concentração de seus isótopos filhos, mesmo em períodos longos como o tempo de existência do universo (ca. 10^{10} a) ([Dickin, 2005](#)). Por sua vez, o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd , a partir da emissão de partícula alfa (eq. 1), cuja constante de decaimento (λ) corresponde a $6,54 \times 10^{-12} a^{-1}$, e o tempo de meia-vida é equivalente a $10,6 \times 10^{10}$ anos.



Os átomos de Nd e Sm exibem propriedades físico-químicas muito similares. Ainda que apresentem configuração elétrica das camadas externas distintas (a configuração dos átomos de Nd é $[\text{Xe}]4f^46s^2$, enquanto dos de Sm é $[\text{Xe}]4f^66s^2$), exibem tendência de formarem cátions de valência III. Seus raios atômicos são de respectivamente 181,4 pm e 180,4 pm, para número de coordenação 6, enquanto seus raios iônicos para valência III são de 0,983 Å e 0,958 Å ([Greenwood & Earnshaw, 1998](#)).

Essas distinções resultam em pequenas diferenças no coeficiente de partição (Kd) desses elementos entre as fases minerais e os magmas. Por exemplo, os coeficientes de partição de Nd e Sm entre olivina e magma de composição basáltica são de respectivamente 0,0059 e 0,0070 (Fujimak et al., 1984 apud Rollinson, 1993), o que indica sua natureza compatível, com incompatibilidade ligeiramente maior de Nd. Esses valores são acentuados quando a fase sólida é a granada, com Kd de Nd de 0,026 e de Sm de 0,102 (Irving & Frey, 1978 apud Rollinson, 1993), o que se reflete em maior fracionamento entre esses elementos, ainda que em pequeno grau.

Essas ligeiras diferenças de compatibilidade são assinaladas também na composição isotópica de Nd, especialmente na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos diferentes materiais. Entretanto, tais variações são sutis, ocorrem apenas na ordem de 1 para 10000, e só puderam ser efetivamente medidas com o aumento da precisão dos espectrômetros de massa. Visto que as variações isotópicas do sistema Sm/Nd são muito sutis, DePaolo & Wasserburg (1976) desenvolveram a notação ϵ_{Nd} , que é definida matematicamente pela seguinte equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left(\frac{\left(\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}}(t) \right)}{\left(\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}(t) \right)} - 1 \right) \times 10^4 \text{ (equação 2)}$$

Isso resulta da semelhança geoquímica dos elementos terra-rara em geral, e de Sm e Nd em especial. De maneira que o fracionamento desses elementos ocorre em grau diminuto apenas em processos que envolvem relação líquido-cristal, o que torna esse sistema isotópico uma ferramenta apropriada para o estudo de processos formadores de crosta.

Nesse sentido, as análises de isótopos de Nd de meteoritos revelaram que todas as amostras exibem razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,512638 (Allègre, 2008). O que leva a crer que, tendo sido o planeta Terra formado pela amalgamação de meteoros, a composição do material primitivo do planeta também teria a mesma assinatura dos meteoritos. A conjugação dessas informações permite a construção de uma linha de evolução isotópica da Terra como um todo (*Bulk Earth*), representado pelo hipotético reservatório condrítico uniforme (CHUR – *chondritic uniform reservoir*).

Por sua vez, DePaolo (1981), ao determinar as razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para rochas do embasamento das Montanhas Rochosas em Colorado, indicou que aquele segmento de crosta havia sido formado a partir de fonte homogênea e previamente empobrecida em “elemento crustais” em relação ao CHUR, o manto empobrecido (*depleted mantle* – DM). Essas informações, concatenadas com os dados isotópicos de rochas formadas em ambiente de arco de ilha, permitem a construção de linha de evolução isotópica dessa fonte, fornecendo uma boa aproximação para a assinatura isotópica do material fonte gerador de crosta continental (figura x).

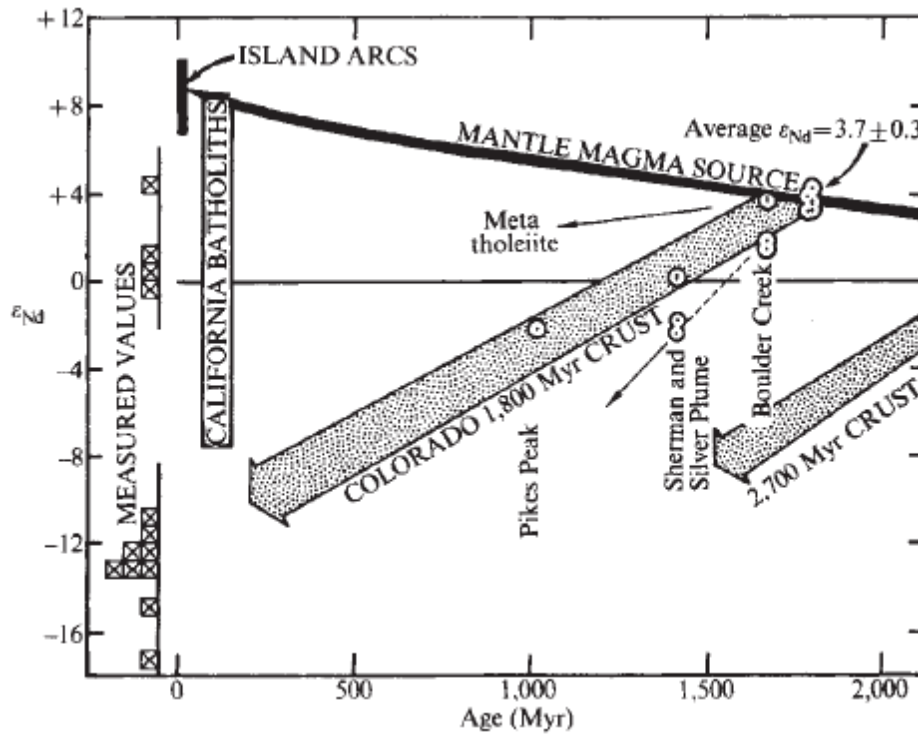


Figura 3.2 - Curva representativa da evolução isotópica de fonte de magma mantélico, com vetores de extração crustal e posterior retrabalhamento crustal. Retirado de DePaolo, 1981.

A partir de modelos de evolução isotópica da fonte mantélica empobrecida, é possível então calcular a idade de extração crustal de magmas gerados em um único evento a partir do manto. Ou, colocado de maneira matemática, é possível verificar em que ponto a linha de evolução isotópica da amostra intercepta a curva de evolução do manto empobrecido (DM). Esse dado é denominado Idade Modelo para o Manto empobrecido (*depleted mantle model age*) e é assinalado pela abreviação T_{DM} , definida pela seguinte equação:

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra,hoje}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM,hoje}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra,hoje}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM,hoje}} + 1 \right] \quad (\text{equação 3})$$

Em que, λ é a constante de decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd , e as razões isotópicas para o manto empobrecido devem ser obtidas a partir de modelos clássicos propostos na literatura (cf. [Rollinson, 1993](#), página 222, tabela 6.3).

Etapas para medição dos isótopos de Sm e Nd

As amostras coletadas para análise isotópica de Sm e Nd foram fragmentadas ainda em campo e, posteriormente, pulverizadas em moinho de panelas até apresentarem fração inferior a 200 *mesh*. Cerca de 200 g de cada amostra foram separados em frascos de plástico, identificados com o número da respectiva amostra, e enviados para análise no

Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A digestão e a análise das amostras seguiu o procedimento descrito em [Gioia & Pimentel \(2000\)](#).

3.3 U-Pb:

O U (Urânio) é um elemento químico de número atômico 92, da família dos Actinídios e que foi descoberto em 1789 por M.H. Klaproth durante análise de pitchblenda (uraninita). Dois de seus isótopos, ^{238}U e ^{235}U , juntamente com ^{232}Th , iniciam séries de decaimento radioativo que resultam na formação de isótopos de Pb, respectivamente ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb (figura x), e são conhecidas com Série do Urânio (^{238}U), Série do Actínio (^{235}U) e Série do Tório (^{232}Th) ([Greenwood & Earnshaw, 1998](#)). Essas cadeias radioativas podem ser descritas por uma série de emissões radioativas alfa e beta que resultam na formação de um nuclídeo filho estável. Cada elo dessa cadeia segue a lei de Curie-Rutherford-Soddy, que estabelece que a taxa de decaimento radioativo é proporcional ao número de núcleos-pai, n , presentes em qualquer tempo, t , e podem ser expressas matematicamente da seguinte maneira:

$$\frac{dn_1}{dt} = -\lambda_1 n_1$$

$$\frac{dn_2}{dt} = \lambda_1 n_1 - \lambda_2 n_2$$

$$\frac{dn_3}{dt} = \lambda_2 n_2 - \lambda_3 n_3$$

⋮

$$\frac{dn_n}{dt} = \lambda_{n-1} n_{n-1} - \lambda_n n_n$$

Em que λ é a constante de decaimento.

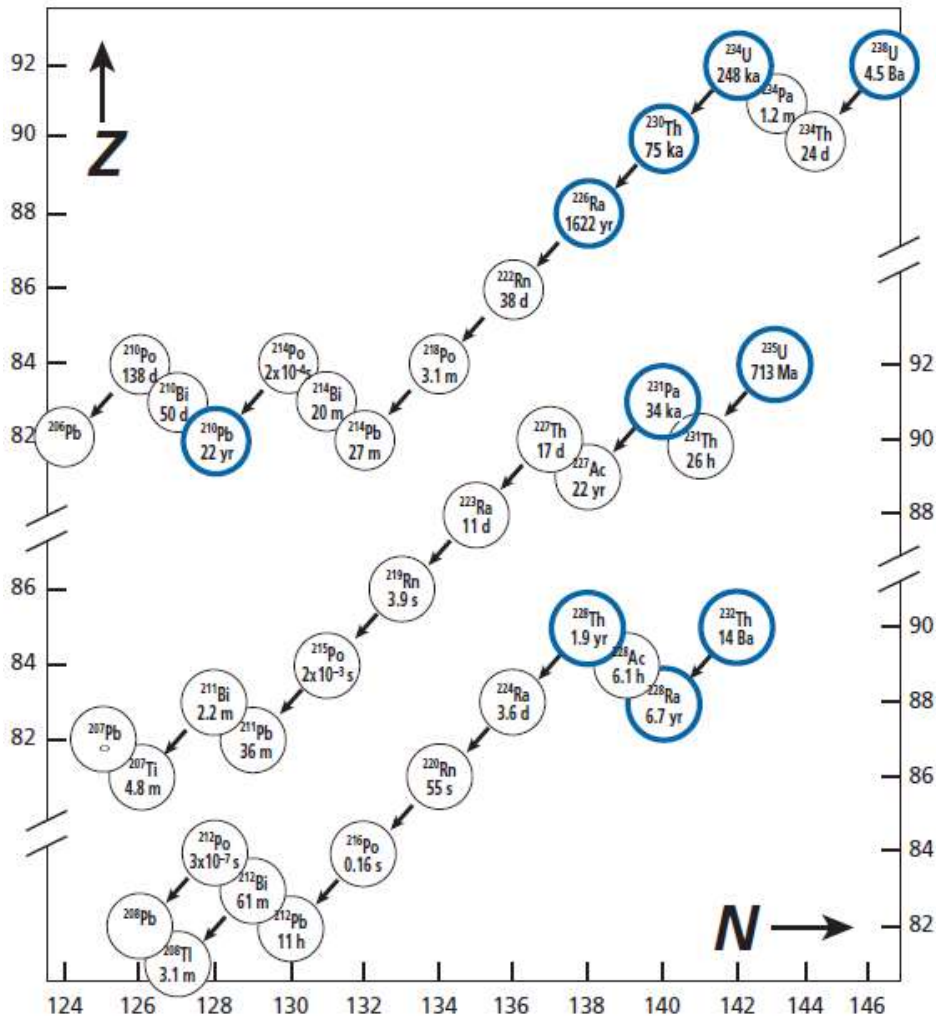


Figura 3.3 - Série de decaimento dos isótopos ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . Retirado de Allègre, 2008.

Como o tempo de meia-vida dos nuclídeos intermediários é muito pequeno, em relação ao tempo geológico, seu impacto em datações de eventos temporalmente longos é reduzido. Ademais, nessas condições cronológicas, supõe-se que a cadeia radioativa atinja o estado estacionário, em que a atividade radioativa de cada nuclídeo filho (ou sua taxa de decaimento) é igual à atividade radioativa do nuclídeo pai (o que é conhecido como equilíbrio secular). Tal princípio permite que se considere apenas o tempo de meia-vida dos isótopos que dão início à série de decaimento para o cálculo de idades. Dessa forma, as equações necessárias para a determinação de idades a partir do sistema isotópico U/Pb são as seguintes:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_8 t} - 1) + \frac{^{206}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} \text{ (equação 4)}$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_5 t} - 1) + \frac{^{207}\text{Pb}_0}{^{204}\text{Pb}} \text{ (equação 5)}$$

Em que λ_8 e λ_5 são as constantes de decaimento de ^{238}U e ^{235}U , respectivamente, e equivalem a $1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ e $9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, também respectivamente (Steiger & Jager, 1977).

Essas equações podem ser manipuladas de maneira a evidenciar a possibilidade de se calcular idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, como apresentado a seguir:

$$\frac{^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_0}{^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_0} = \frac{^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1)} \text{ (equação 6)}$$

Considerando a razão atual de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ igual a 137,88 e que não há fracionamento entre isótopos de massa elevada, como o caso do Urânio, e assumindo que não há Pb comum na amostra analisada, tem-se que:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,88} \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \text{ (equação 7)}$$

Quando a amostra analisada atuou como um sistema fechado para U e Pb, as equações 4 e 5 retornam valores concordantes de tempo (t), quando suas razões isotópicas são inseridas. Composições que fornecem tais valores concordantes podem ser apresentadas graficamente, definindo uma curva de concórdia, conhecida como Wetherill (figura x). Nesse gráfico, é possível plotar as razões isotópicas medidas de determinada amostra a fim de se obter uma estimativa de idade.

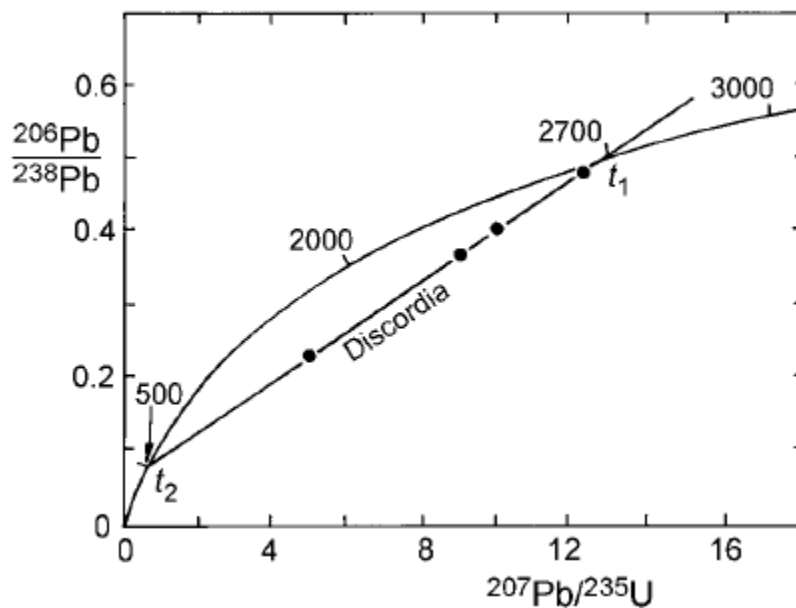


Figura 3.4 - Diagrama de concórdia U-Pb exibindo a linha de concórdia Wetherill e uma linha de discórdia. Retirado de Dickin, 2005.

O material que melhor atende às premissas e especificidades da datação geocronológica a partir do sistema U-Pb é a uraninita. Entretanto, sua limitada distribuição na crosta terrestre, dificulta e restringe sua aplicação. O zircão, por sua vez, ocorre com muita frequência principalmente nas rochas félsicas e, ainda que não exiba concentrações de U tão elevadas quanto na uraninita, assimila quantidades mensuráveis desse elemento, enquanto apresenta estrutura cristalina incompatível com os cátions de Pb. Tais características desse silicato fazem dele o material adequado para datação geocronológica U-Pb.

Para separá-lo, cerca de 10 kg de material de cada amostra foi coletado, fragmentado e embalado ainda no local de amostragem. Em seguida, as amostras foram fragmentadas novamente em britador de mandíbulas, e o material resultante foi decantado em caixas de plástico e lavado em seguida, para remoção da porção argilosa. Posteriormente, os grãos mais densos foram separados por meio de bateia. Após secagem, o produto selecionado em bateia foi decantado em líquido denso (bromofórmio), e o material denso foi secado para posterior separação de minerais magnéticos em separador magnético Frantz. Por fim, o material denso e não magnético foi quarteado e observado em lupa para catação de grãos de zircão. Os grãos selecionados foram colocados em resina *epoxy*, polidos e limpos com ácido nítrico 3%, antes de serem encaminhados para análise no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

As análises isotópicas U-Pb foram realizadas com o uso do LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer*), modelo Neptune, acoplado a sistema de ablação por laser Nd-YAG 213nm NewWave. A ablação ocorreu com laser de 25 μm de diâmetro, com intensidade de 75%, com 40 pulsos por análise e frequência de 10 Hz. O padrão utilizado foi GJ-1 ([Jackson et al., 2004](#)), aplicando-se o método de *Standard Sample Bracketing* ([Albarède et al., 2004](#)), a fim de controlar o fracionamento no ICP-MS. Foram analisados dez grãos entre cada padrão GJ-1.

Os resultados das análises foram processados e reduzidos com o uso de planilha Excel, seguindo os procedimentos descritos por [Bühn et al. \(2009\)](#). As análises de grãos de zircão com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 1000 e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ maiores que 5 foram rejeitadas. Foram consideradas idades concordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ entre 80 e 110% e f^{206} menor do que 3%. Os histogramas de distribuição foram construídos com o programa Isoplot 3 ([Ludwig, 2003](#)), selecionando-se as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para grãos mais velhos do que 1.0 Ga e as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os grãos neoproterozoicos ou mais jovens.

4 Manuscrito

EVOLUÇÃO DE BACIA MARGINAL AO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS, SEQUÊNCIA ARENÓPOLIS-PIRANHAS: UMA ABORDAGEM GEOLÓGICA, GEOFÍSICA E GEOCRONOLÓGICA

4.1 Abstract

The study of the inception of subduction zones depends greatly on the evaluation of trench basins and related environments. It is not different when assessing the subduction history of ancient rocks, on the contrary the rock record of such environments is crucial to the approach of how subduction started. Therefore, identifying and characterizing ancient subduction complexes are important tasks to be performed in terrains formed by such convergent processes, as Tocantins Province. In this paper we characterize a ca. 900 Ma volcanosedimentary sequence (Arenópolis-Piranhas Metavolcanosedimentary Sequence - APMS), which may have been formed along the subduction zone that culminated in the formation of Western Gondwana. We also provide an initial approach to the evolution of this former basin, by analyzing U-Pb isotopes of detrital zircon grains. APMS is part of the southern segment of Goiás Magmatic Arc and is formed by two units divided by a strip of Paleoproterozoic gneisses (Ribeirão Gneiss). The eastern unit (Córrego da Onça unit) comprises mainly amphibolites and intensely deformed intermediate to acid metatuffs, while the western portion (Córrego do Santo Antônio unit) bears folded schists and quartzites, imbricated with mafic-ultramafic plutonic and volcanic bodies, associated with marble and metachert beds. Interpretation of analytic signal amplitude images of the region suggests that APMS rocks outcrop along a limit between different magnetic blocks. Those blocks also present different Nd isotopic signature, with the eastern domain being juvenile while the western domain shows strongly negative $\epsilon_{Nd}(t)$. However, detrital zircon grain populations presented in this paper are mainly Paleoproterozoic, with only minor contribution of Neoproterozoic grains. The different group of rocks that compose Córrego do Santo Antônio unit may represent ophiolite sequence (mafic-ultramafic bodies with juvenile Nd signature), pelagic sediments (marble and metachert) and turbidites deposited along trench basins (schist and quartzite) and may configure a subduction complex. Detrital zircon grains reveal that sediments were deposited during at least 60 Ma in this trench basin, and came also from cratonic regions, maybe in turbidity currents travelling along subduction channels.

4.2 Introdução

O estudo do início do processo de subducção tem recebido importantes contribuições recentemente, sem, contudo, esquadrihar por completo os mecanismos que conduzem à sua formação ([Stern, 2004](#), [Leng & Gurnis, 2011, 2015](#), [Whattam & Stern, 2011](#), [Marsaglia, 2012](#), [Arculus *et al.*, 2015](#)). Esse problema se torna cada vez mais obscuro à medida que se procura estabelecer relações causais para a formação de zona de subducção em tempos cada vez mais antigos. Nesse sentido, o estudo da evolução tectônica das bacias posicionadas ao longo das zonas de subducção desempenha importante papel ([Marsaglia, 2012](#)).

Os limites destrutivos de placas tectônicas exibem profundas bacias de trincheira como expressão topográfica. A sedimentação nessas bacias e nos ambientes relacionados pode advir de várias fontes, mas exibe uma característica geral. Sobre a placa subductante depositam-se sedimentos pelágicos e lama hemipelágica, os quais normalmente são soterrados por espessos depósitos terrígenos na região onde a placa adentra a zona de subducção ([Underwood & Moore, 1995](#)). Eventualmente, esses depósitos não subductam em direção ao manto, mas são retidos na crosta por meio de transferência mecânica para a placa cavalgante, formando o prisma de acreção.

A estrutura que separa a porção que será retida na crosta da parte que mergulhará para o manto é chamada de superfície de descolamento (*décollement*) ([Underwood & Moore, 1995](#)). Esse limite estrutural tende a migrar em direção ao oceano à medida que o prisma cresce, fazendo com que as escamas imbricadas posteriormente fiquem cada vez mais distantes do edifício do arco. Um dos principais fatores que controla a posição dessa estrutura é a quantidade de sedimentos depositados na bacia de trincheira ([Thornburg & Kulm, 1987](#)), sendo que em zonas de subducção com elevado volume de influxo sedimentar a superfície de descolamento posiciona-se mais próxima à bacia de trincheira, enquanto que em zonas de subducção pobres em sedimentos essa estrutura pode posicionar-se na região anterior ao início do declive da placa subductante. Neste último caso, não só os sedimentos depositados sobre a placa oceânica e os sedimentos de trincheira são retidos, como também a porção ígnea da placa oceânica passa a compor as escamas acrescidas.

Mais recentemente, o estudo de grãos detríticos de zircão em prismas de acreção tem sido aplicado para resolver diversos problemas, desde indicação indireta de terrenos envolvidos na colisão arco-continente ([Álvarez et al., 2011](#)), até indicações de variação de proveniência ([Hervé et al., 2013](#)) e da dinâmica de transportes ao longo da zona de subducção ([Clift et al., 2013](#)). Dessa forma, essa ferramenta apresenta potencial para ser aplicada na investigação da história evolutiva de prismas acrecionários. Concomitante a isso, isótopos de Sm e Nd podem auxiliar a identificar blocos juvenis e crustais e a detalhar a história evolutiva da região (e.g. [Laux et al., 2004, 2005, 2010](#)).

Ainda que haja ferramentas sofisticadas para abordar a evolução de bacias relacionadas a zonas de subducção, o estudo desse ambiente ainda impõe muitas sutilezas. Tal dificuldade não é diferente quando se trata do início do processo de convergência do Cráton do São Francisco com o Cráton Amazônico. Pelo contrário, essa dificuldade é ampliada quando não se tem registro rochoso desse processo. Afinal, o início do Toniano é dominado por LIPs, sills de dolerito e diabásio, os quais assinalam extensa tafrogênese ([Li et al., 2008](#); [Johansson, 2014](#)). Entretanto, na região central da América do Sul está registrada a formação de arcos de ilha consumindo um grande oceano ([Tohver et al., 2010](#); [Pimentel, 2016](#)), mas as bacias relacionadas a fase inicial da subducção ainda não foram identificadas e estudadas.

Nesse contexto, no presente trabalho é caracterizada a porção sedimentar de uma sequência toniana ([Pimentel & Fuck, 1986, 1992](#); [Pimentel et al., 1991](#)), uma vez que

pode representar prisma acrescionário da zona de subducção, que culminou na formação de Gondwana Ocidental ([Pimentel & Fuck, 1986](#)). Aliada a isso, a análise de grãos detríticos de zircão do conjunto pode fornecer informações importantes quanto à dinâmica do processo.

4.3 Geologia Regional

A Faixa Brasília é um terreno marginal ao Cráton do São Francisco ([Fuck *et al.*, 2017](#)) e, juntamente com as faixas Paraguai e Araguaia, compõe a Província Tocantins ([Almeida *et al.*, 1981](#)). Esses cinturões orogênicos foram formados durante o amálgama de Gondwana, no âmbito da colisão dos crátons do São Francisco e Amazônico e do bloco Paranapanema (Figura 4.1).

Legenda

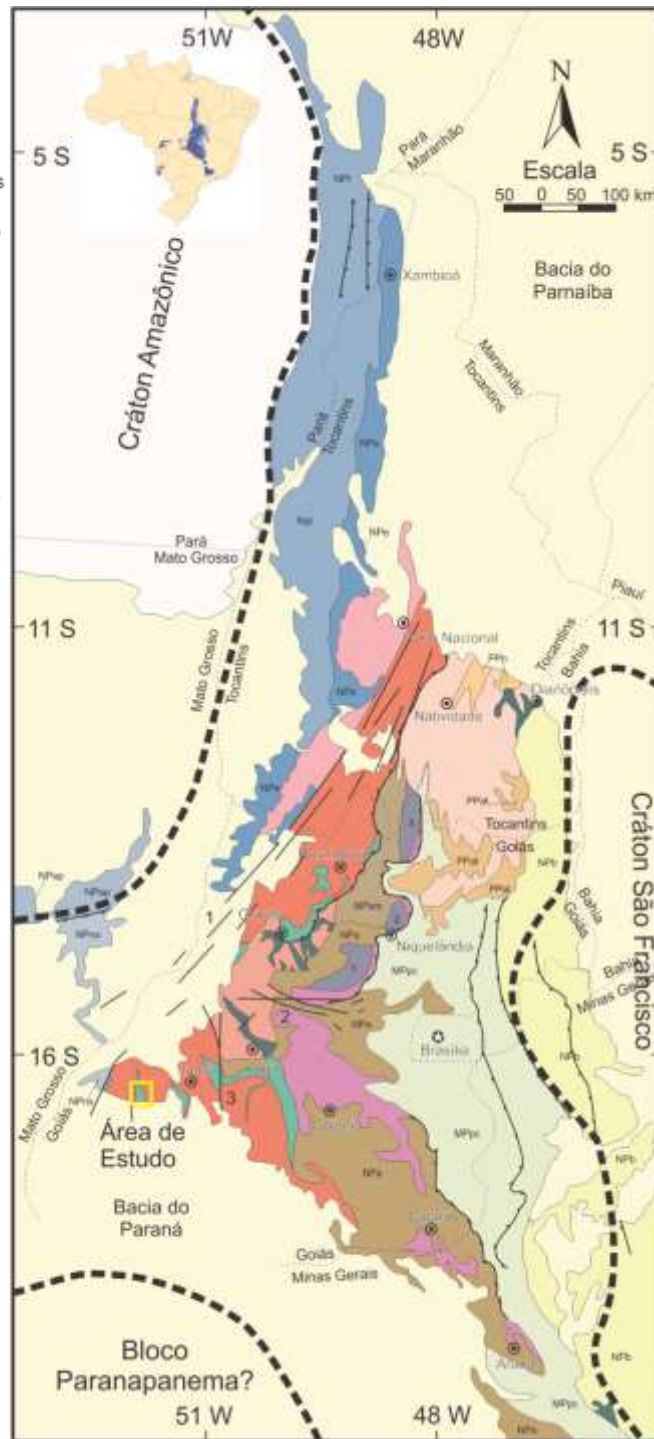


Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado da Província Tocantins (compilado e modificado de [Fuck et al., 1994, 2017](#); [Pimentel et al., 2004](#); [Klein, 2008](#) e [Moreira et al., 2008](#)).

O embasamento da Faixa Brasília, exposto principalmente em janela erosional na porção nordeste (Figura 4.1), é composto por gnaisses e sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicos (ca. 2.1 Ga), bem como granitos riacianos e estaterianos ([Fuck et al., 2014](#)). A compartimentação tectônica da Faixa Brasília (Figura 4.1) assinala aumento progressivo da deformação e do metamorfismo de leste para oeste, cujo principal elemento de correlação global é o Arco Magmático de Goiás (AMG) ([Fuck et al., 1993, 1994, 2017](#)).

O Arco Magmático de Goiás (AMG) compreende complexo sistema de arcos vulcânicos ([Pimentel, 2016](#)), com pelo menos uma primeira fase insular e uma segunda continental ([Laux et al., 2004, 2005](#); [Frasca, 2015](#)). Este conjunto está exposto ao longo de dois segmentos, separados por um bloco arqueano-paleoproterozoico (Maciço de Goiás): o Arco de Mara Rosa, na porção norte e o Arco de Arenópolis na porção sul.

O segmento setentrional compreende dois pulsos de magmatismo intermediário a ácido, representados por tonalito gnaisse (ca. 920 – 800 Ma e ca. 650 a 600 Ma), que estão separados por estreitas faixas de rochas supracrustais. Limita-se a leste, a oeste e a sul por falhas e zonas de cisalhamento regionais, sendo coberto a norte pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba ([Viana et al., 1995](#); [Pimentel et al., 1997](#); [Dantas et al., 2001, 2006](#); [Junges et al., 2002, 2003](#); [Fuck et al., 2006](#); [Oliveira et al., 2006](#)).

Por sua vez, o segmento sul do Arco Magmático de Goiás é mais complexo do que o Arco de Mara Rosa e compreende uma série de sequências metavulcanossedimentares de idades distintas, sem claro gradiente cronológico, variando entre ca. 900 Ma e ca. 600 Ma ([Pimentel & Fuck, 1986, 1992](#); [Barbosa, 1987](#); [Pimentel et al., 1991](#); [Rodrigues et al., 1999](#); [Laux et al., 2004, 2005](#); [Guimarães et al., 2012](#); [Marques, 2017](#); [CPRM, em elaboração](#)) (Figura 4.2). Essas faixas estão dispostas em dois setores separados pelo Lineamento Moiporá-Novo Brasil. O setor oriental abrange tonalitos calci-alcalinos milonitizados da região de Sanclerlândia (ca. 800 Ma) e intrusões graníticas e máficas de Choupana e Turvânia (ca. 600 Ma), associados a sequências metavulcanossedimentares neoproterozóicas ([Laux et al., 2004, 2005](#)). O setor ocidental consiste em janela erosiva da Bacia do Paraná, onde faixas de rochas supracrustais estão expostas entre ortogneisses com idades entre ca. 900 e 640 Ma. A deformação no setor é acomodada por zonas de cisalhamento de direção NNW-SSE, com o limite mais ocidental marcado por lineamentos de direção NE-SW, os quais configuram o Lineamento Transbrasiliense ([Seer, 1985](#); [Curto et al., 2014](#)).

Dentre as unidades supracrustais expostas na porção sul do AMG, está a Sequência Metavulcanossedimentar Arenópolis-Piranhas ([Pimentel & Fuck, 1986, 1992](#)) (Figura 4.3). As rochas que a compõem estão dispostas ao longo de faixa de direção NNW e constituem duas unidades, separadas por estreita faixa de gnaisse paleoproterozoico (Gnaisse Ribeirão). A leste ocorrem principalmente rochas metavulcânicas e metapiroclásticas intermediárias a básicas, de idade ca. 850 Ma (Unidade Córrego da Onça; [Pimentel et al., 1991, 2003](#)), enquanto a oeste afloram micaxistos imbricados com corpos de rochas plutônicas máficas e ultramáficas (Unidade Córrego do Santo Antônio, [Pimentel et al., 1991](#)). Uma amostra de metagrauvaca associada à unidade exposta a oeste do Gnaisse Ribeirão apresentou espectro de idade de grãos detríticos de zircão unimodal, com pico por volta de 893 Ma ([CPRM, em elaboração](#)).

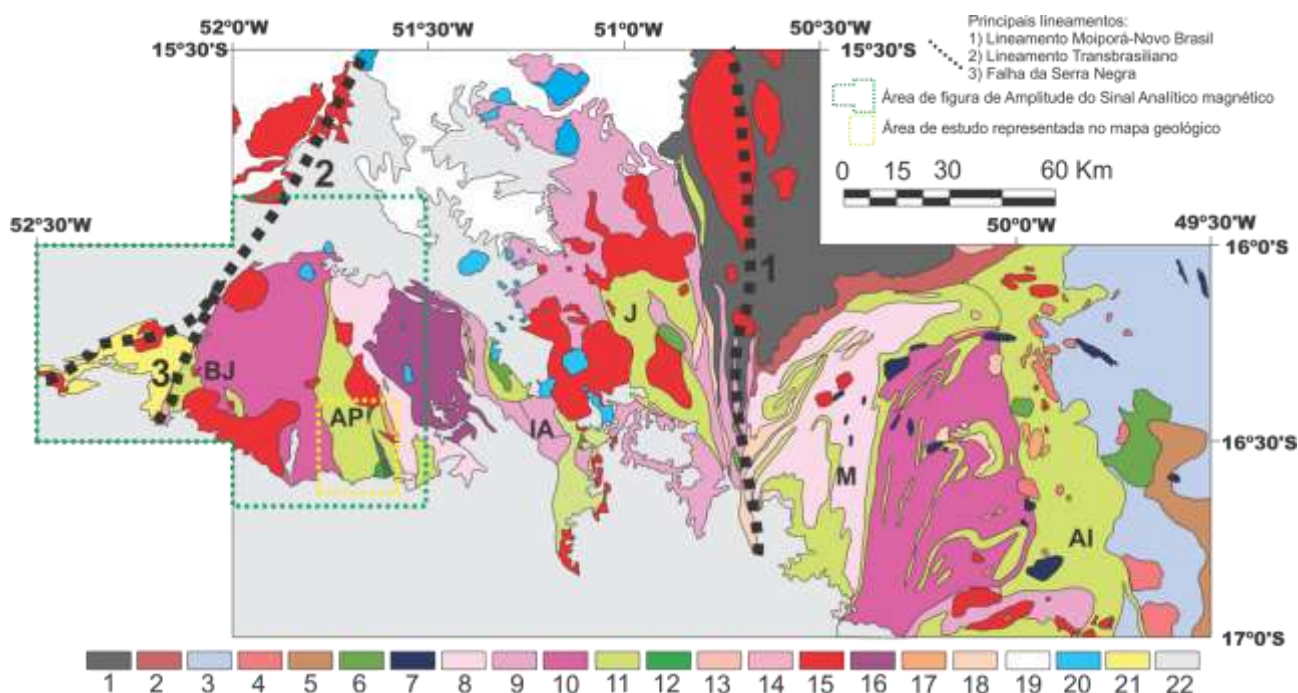


Figura 4.2 - Mapa geológico simplificado da área do Projeto Oeste de Goiás (Serviço Geológico do Brasil - CPRM), com localização da área de estudo (linha tracejada amarela) e do recorte do levantamento magnetométrico apresentado (linha tracejada verde). As litologias presentes são 1 – Bloco Arqueano (Complexo Uvá); 2 – Sequência Metassedimentar Paleoproterozoica (Grupo Serra Dourada); 3 – Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu; 4 – Meta- e diatexitos (Complexo Campestre); 5 – Sequência Metassedimentar Neoproterozoica (Grupo Araxá); 6 – Gabros e dioritos neoproterozoicos; 7 – Complexos Máfico-Ultramáficos Neoproterozoicos; 8 – Ortognaisses juvenis neoproterozoicos de ca. 900-800 Ma (Arenópolis e Sanclerlândia); 9 – Ortognaisses de ca. 700 Ma (Ribeirão Santo Antônio); 10 – Ortognaisses de ca. 600 Ma (Ribeirão Água Limpa e Turvânia); 11 – Sequência metavulcanossedimentares neoproterozoicas (BJ – Bom Jardim de Goiás, ca. 750 Ma; AP – Arenópolis-Piranhas, ca. 900 Ma; IA – Iporá-Amorinópolis, ca. 600 Ma; J – Jaupaci, ca. 750 Ma; M – Mossâmedes, 900 Ma?; AI – Anicuns-Itaberaí, ca. 900 Ma); 12 – Gabro Morro do Baú, ca. 880 Ma; 13 – Granitos miloníticos associados ao Lineamento Moiporá-Novo Brasil; 14 – Granitos intrusivos tardios (Choupana); 15 – Granitos pós-orogênicos (Suíte Serra Negra); 16 – Granito tardi-orogênico (Granito Rio Caiapó); 17 – Granitos sin-colisionais, ca. 780 Ma (Granito Creoulo, Granito São João); 18 – Granitos tardios; 19 – Cobertura laterítica; 20 – Intrusões alcalinas cretáceas; 21 – Sequência metavulcanossedimentar da Faixa Paraguai, ca. 750 Ma (Nova Xavantina); 22 – Bacia do Paraná.

As rochas da sequência fazem contato com tonalito a granodiorito gnaisses a leste (Gnaiss Arenópolis) e com granitos miloníticos a oeste (Granito Ribeirão Água Limpa). O Gnaiss Arenópolis apresenta características litoquímicas de rochas formadas em ambiente de arco de ilha, com assinatura isotópica de magmatismo juvenil e idade de cristalização de ca. 880 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). Por outro lado, algumas análises realizadas nas rochas plutônicas expostas a oeste indicam elevado fracionamento de ETRs e altos valores de Sr (CPRM, em elaboração). Ademais, análise geocronológica de uma amostra revelou idade de cristalização de 639 ± 3 Ma (U-Pb em zircão), com abundante contaminação crustal (CPRM, em elaboração). Ainda na porção leste afloram granitos peraluminosos, de ca. 690 Ma, possivelmente gerados durante a colisão do arco de ilha com cráton São Francisco (Granito Serra do Tatu; Pimentel *et al.*, 1985; Pimentel, 2016).

A fase final do orógeno é marcada por uma série de corpos plutônicos tardi- a pós-orogênicos, eventualmente bimodais, que intrudiram essas rochas em dois períodos principais, o primeiro entre ca. 600 e 560 Ma e o segundo há aproximadamente 500 Ma. Enquanto o primeiro evento é representado por granitos do tipo I, o grupo mais jovem é mais alcalino, apresentando similaridades com granitos do tipo A e marca a fase final do orógeno (Pimentel et al., 1999, 2000). Além disso, ocorrem diques alcalinos de idade ca. 570 Ma que assinalam a coalescência do orógeno (Marques, 2017). Por fim, a região foi intrudida por diques de rochas alcalinas cretáceas (Junqueira-Brod et al., 2002).

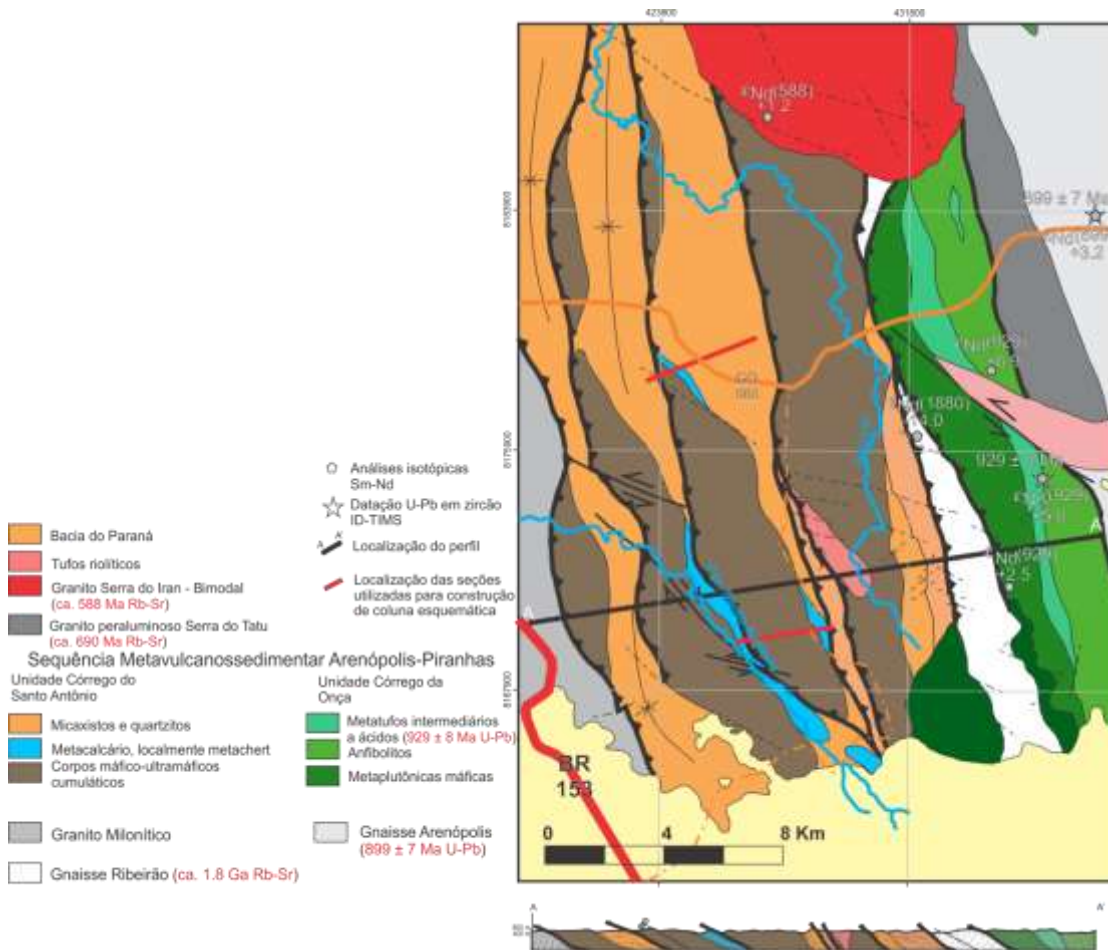


Figura 4.3 - Mapa geológico da região de estudo, modificado de CPRM, em elaboração.

Ainda que a possibilidade de que a parte oeste da Sequência Arenópolis-Piranhas represente um prisma acrescionário já tenha sido levantada (Pimentel & Fuck, 1986), essa hipótese ainda carece de investigação detalhada. Entretanto, essa possibilidade faz com que esse conjunto de rochas seja o objeto adequado de estudo para que se aborde o início da subducção que culminou na colisão dos crátons São Francisco-Congo e Amazônico.

Portanto, com o auxílio de imagens de amplitude do sinal analítico de magnetometria, mapeamento geológico e análises isotópicas Sm-Nd investigaremos a natureza dos blocos expostos a leste e a oeste da Sequência Arenópolis-Piranhas. Procuraremos também estabelecer quais são os principais conjuntos de rocha que

compõem a Unidade Córrego do Santo Antônio, a fim de testar a hipótese de que essa unidade representa um prisma acrescionário. Por fim, lançaremos mão de análise geocronológica U-Pb de grãos detríticos de zircão para investigar a evolução das bacias relacionadas à antiga zona de subducção.

4.4 Materiais e Métodos

4.4.1 Mapeamento Geológico e Geofísica:

O estudo consistiu do levantamento de trabalhos anteriores, da interpretação de imagens magnetométricas de amplitude do sinal analítico e de sensoriamento remoto e da realização de perfis transversais à estruturação principal das rochas, com descrição de afloramentos e coleta de amostras. Os dados obtidos durante as etapas de campo e laboratório foram integrados em mapa geológico em escala 1:100.000 (Figura 4.3).

4.4.2 Sm-Nd:

Dentre as amostras coletadas, dezoito foram selecionadas para análise isotópica Sm-Nd, segundo o método descrito em [Gioia & Pimentel \(2000\)](#). Sete provêm de corpos plutônicos máfico-ultramáficos, da Unidade Córrego do Santo Antônio, quatro correspondem a rochas metmáficas da Unidade Córrego da Onça, uma a tonalito gnaiss neoproterozoico (Gnaiss Arenópolis), duas a granitos peraluminosos, três a granitos miloníticos expostos a oeste da sequência e uma a rocha vulcânica ácida indeformada.

4.4.3 U-Pb:

Apesar de oito amostras terem sido coletadas e preparadas para análise U-Pb de grãos detríticos de zircão, em apenas 3 foram encontrados grãos de zircão. Cerca de 10 kg de material foi coletado para cada amostra. As amostras foram fragmentadas e embaladas em sacos no local onde foram coletadas para evitar posterior contaminação. Em seguida, foram moídas duas vezes em britador de mandíbulas e o material resultante foi decantado em caixas de plástico e lavado em seguida para remoção da porção argilosa. A parte decantada foi bateada para separação dos grãos mais densos. Após secagem, o produto selecionado em bateia foi decantado em líquido denso (bromofórmio), e o material denso foi secado para posterior separação de minerais magnéticos em separador magnético Frantz. Por fim, o material denso e não magnético foi quarteado e observado em lupa para catação de grãos de zircão. Os grãos selecionados foram colocados em resina *epoxy*, polidos e limpos com ácido nítrico 3%, antes de serem encaminhados para análise em LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*).

As análises isotópicas U-Pb foram realizadas com o uso do LA-ICP-MS, modelo Neptune, acoplado a sistema de ablação por laser Nd-YAG 213nm NewWave. A ablação ocorreu com laser de 25 µm de diâmetro, com intensidade de 75%, com 40 pulsos por análise e frequência de 10 Hz. O padrão utilizado foi GJ-1 ([Jackson et al., 2004](#)), aplicando-se o método de *Standard Sample Bracketing* ([Albarède et al., 2004](#)), a fim de controlar o fracionamento no ICP-MS. Foram analisados dez grãos entre cada padrão GJ-1.

Os resultados das análises foram processados e reduzidos com o uso de planilha Excel, seguindo os procedimentos descritos por [Bühn et al. \(2009\)](#). As análises de grãos de zircão com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 1000 e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ maiores que 5 foram rejeitadas. Foram consideradas idades concordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ entre 80 e 110% e f^{206} menor do que 3%. Os histogramas de distribuição foram construídos com o programa Isoplot 3 ([Ludwig, 2003](#)), selecionando-se as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para grãos mais velhos do que 1.0 Ga e as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os grãos neoproterozoicos ou mais jovens.

4.5 Resultados

4.5.1 Magnetometria:

A Figura 4.4 apresenta mapa de Amplitude do Sinal Analítico magnetométrico da região central da Província Tocantins, porção oeste do Arco Magmático de Goiás. A interpretação dos dados do levantamento aerogeofísico sugere que podemos dividir esta porção da Província Tocantins em diferentes domínios magnéticos.

O Domínio A exhibe lineamentos preferencialmente de direção NS, com feições EW subordinadas, e está limitado a oeste por uma descontinuidade de direção NS e interrompido a norte por uma descontinuidade de direção WNW. Geologicamente o domínio é representado por rochas metassedimentares e metavulcânicas da Sequência Arenópolis-Piranhas, bem como por faixas de ortognaisses neoproterozoicos (Gnaiss Arenópolis) e intrusões graníticas cálcio-alcalinas e alcalinas, respectivamente Granito Rio Caiapó e Granito Serra do Iran. O limite oeste desse domínio coincide com a área de exposição das rochas da Unidade Córrego do Santo Antônio, enquanto o limite norte é marcado por rochas sedimentares da Bacia do Paraná expostas em gráben de direção WNW. A leste ocorrem anomalias magnéticas positivas expressivas correspondentes a intrusões alcalinas cretáceas, essas rochas estão restritas ao Domínio A.

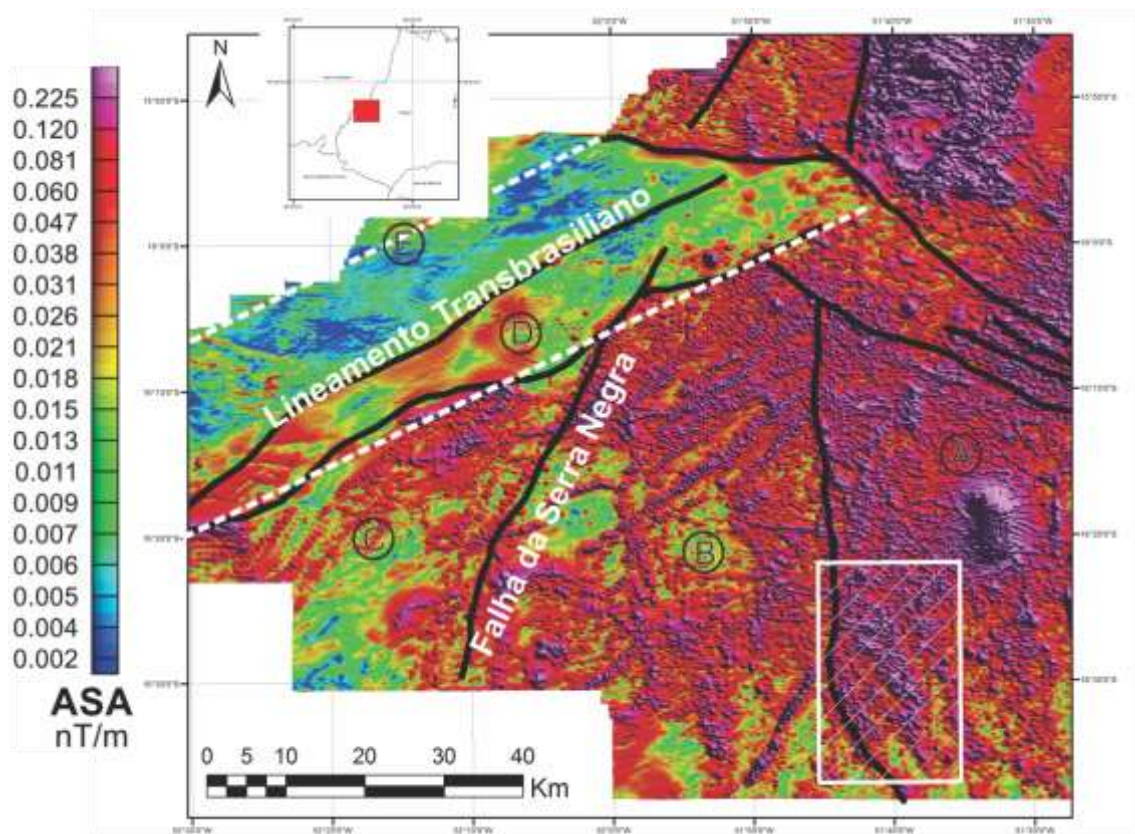


Figura 4.4 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico magnético, com compartimentação dos domínios. As rochas que compõem a Sequência Arenópolis-Piranhas afloram no limite entre os domínios A e B. A área circunscrita pelo retângulo branco corresponde à área representada no mapa geológico da Figura 4.3.

O Domínio B exibe valores de susceptibilidade magnética maiores, sem anomalias proeminentes, com lineamentos longos (ca. 40 km) de direção preferencial NE. Ainda apresenta lineamentos de direção norte-sul. É representado por granitos e tonalitos miloníticos, intrudidos por granito do tipo A da Suite Serra Negra. Em sua porção norte afloram pequenas intrusões carbonatíticas ([Pena & Figueiredo, 1972](#); [Navarro *et al.*, 2014](#); [Nascimento, 2018](#)), enquanto a região sul exibe conglomerados esverdeados expostos no interior de pequenos grábens ([Faria *et al.*, 1985](#); [Gezatt, 2011](#)). No limite oeste deste domínio afloram as rochas metassedimentares e metavulcânicas da Sequência Bom Jardim de Goiás ([Seer, 1985](#); [Guimarães *et al.*, 2012](#)).

Logo a oeste da Falha da Serra Negra ([Curto *et al.*, 2014](#)), está o Domínio C, que exibe valores de magnetização médios, com alguns lineamentos formando dobras isoclinais, cujos flancos rumam para NE. Na porção sul deste domínio afloram rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná, depositadas sobre o embasamento exposto na porção norte. Esse embasamento é composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares do Complexo Nova Xavantina, que constitui a Faixa Paraguai ([Silva *et al.*, 2018](#)). Apresenta também orto- e paragneisses, bem como corpos de granitos do tipo A ([Coimbra, 2015](#)).

Os domínios D e E apresentam valores de magnetização médios a baixos, com variações suaves ao longo de sua área. Constituem região alongada de direção NE, com alguns

sigmoides internos. O limite entre eles é marcado por variação brusca de valores de magnetização, restringindo os baixos valores de magnetização à porção ocidental da área. Ademais, o Domínio E exibe alguns lineamentos de direção EW que não continuam para o Domínio D. Na região desses domínios afloram principalmente rochas sedimentares da Bacia do Paraná, com exposição local de seu embasamento, na porção sudoeste, assinalado por rochas da Faixa Paraguai.

Observa-se que as estruturas direção NE seguem do Domínio E até ao B, tendo pouca expressão no Domínio A. Essas feições parecem marcar a zona de influência do Lineamento Transbrasiliiano, que estaria limitada até o Domínio A.

4.5.2 Geologia da área estudada:

A porção ocidental da Sequência Arenópolis-Piranhas é composta principalmente por pacotes intensamente dobrados de xistos, intercalados com camadas de muscovita quartzito (Figura 4.5 *A e B*). Esses pacotes estão imbricados e separados por falhas de empurrão, ao longo das quais estão expostos corpos máfico-ultramáficos alongados, eventualmente associados a finas bandas de metachert e metacalcário. A associação desses três conjuntos (corpos máfico-ultramáficos, metachert e metacalcário, e micaxistos e quartzitos) compõe uma escama, cujo empilhamento estratigráfico interno pode ser esquematizado como apresentado na Figura 4.6.

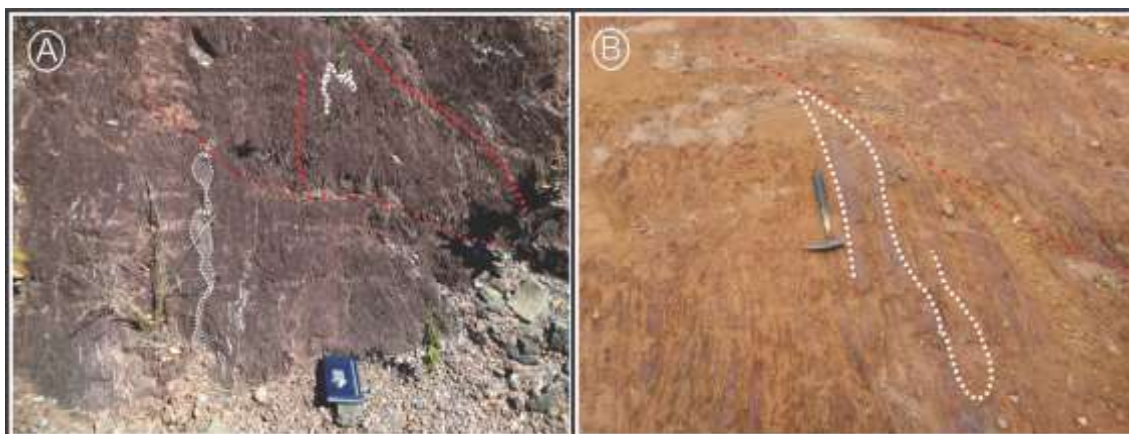


Figura 4.5 – A) Corte de estrada expõe pacote dobrado de xisto intercalado com quartzito, que formam o pacote de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio. As camadas de quartzito são delgadas e exibem cor branca. Algumas camadas estão marcadas com linhas brancas tracejadas. As linhas vermelhas indicam uma falha e os flancos da dobra. B) Afloramento em leito de estrada de micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe dobras apertadas. As camadas de micaxisto estão intercaladas com material argiloso. Linhas vermelhas indicam falhas transcorrentes.

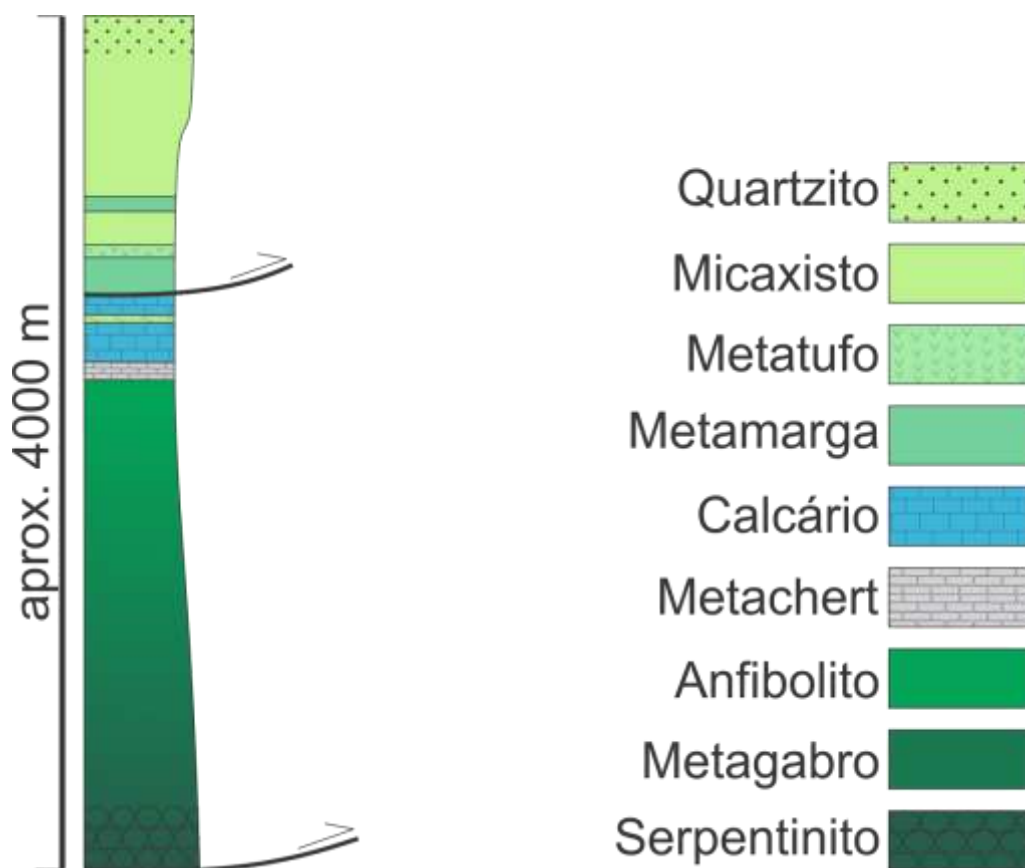


Figura 4.6 - Coluna estratigráfica esquemática para as escamas expostas na porção oeste, Unidade Córrego do Santo Antônio, da área de estudo. Exibe camadas de serpentinito, com textura cumulática reliquiar, eventualmente com oficarbonato, seguidas por pacotes de metagabro e de anfibolito fino. Camadas de metachert e metacalcário estão sotopostas. Sobre este pacote colocou-se tectonicamente uma sequência sedimentar com granocrescência ascendente e com alguns níveis de metatufo intercalado.

Os corpos máfico-ultramáficos afloram ao longo de faixas de direção NNW, com até 20 km de comprimento por 4 km de largura, são cobertos por finas camadas de metachert e metacalcário e estão colocados tectonicamente em contato com os micaxistos e quartzitos. São representados por anfibolitos e metagabros, além de serpentinitos localmente intercalados com talco-tremolita xistos. Essas rochas ocorrem principalmente em blocos sobre pequenos morros. Mesmo assim, nos serpentinitos ainda é possível observar feições de acamamento ígneo preservadas, bem como texturas ígneas reliquias (e.g. textura cumulática, Figura 4.7 A). Os metagabros também podem exibir bandamento, mas geralmente são isotrópicos. Por outro lado, os anfibolitos finos estão deformados, frequentemente exibindo xistosidade pronunciada.

Os serpentinitos são cinza-esverdeados, magnéticos, e são constituídos por serpentina (40 a 70%), tremolita (até 30%), magnetita (5 a 20%) e espinélio (até 2%). Raramente exibem cristais reliquias de olivina (Figura 4.7 B e C). Igualmente, os talco-tremolita xistos que ocorrem intercalados com os serpentinitos podem apresentar cristais reliquias de olivina, augita e, raramente, enstatita. Entretanto, esses minerais estão comumente metamorfizados para talco (ca. 45%), tremolita (ca. 30%) e clorita (ca. 20%). Ainda associados à porção ultramáfica, ocorrem blocos de oficarbonato (para uso

do termo oficarbonato verificar [Bucher & Grapes, 2011](#)), com vênulas de dolomita (ca. de 70%) em torno de pequenos bolsões ricos em serpentina (ca. de 30%) (Figura 4.7 *D*).

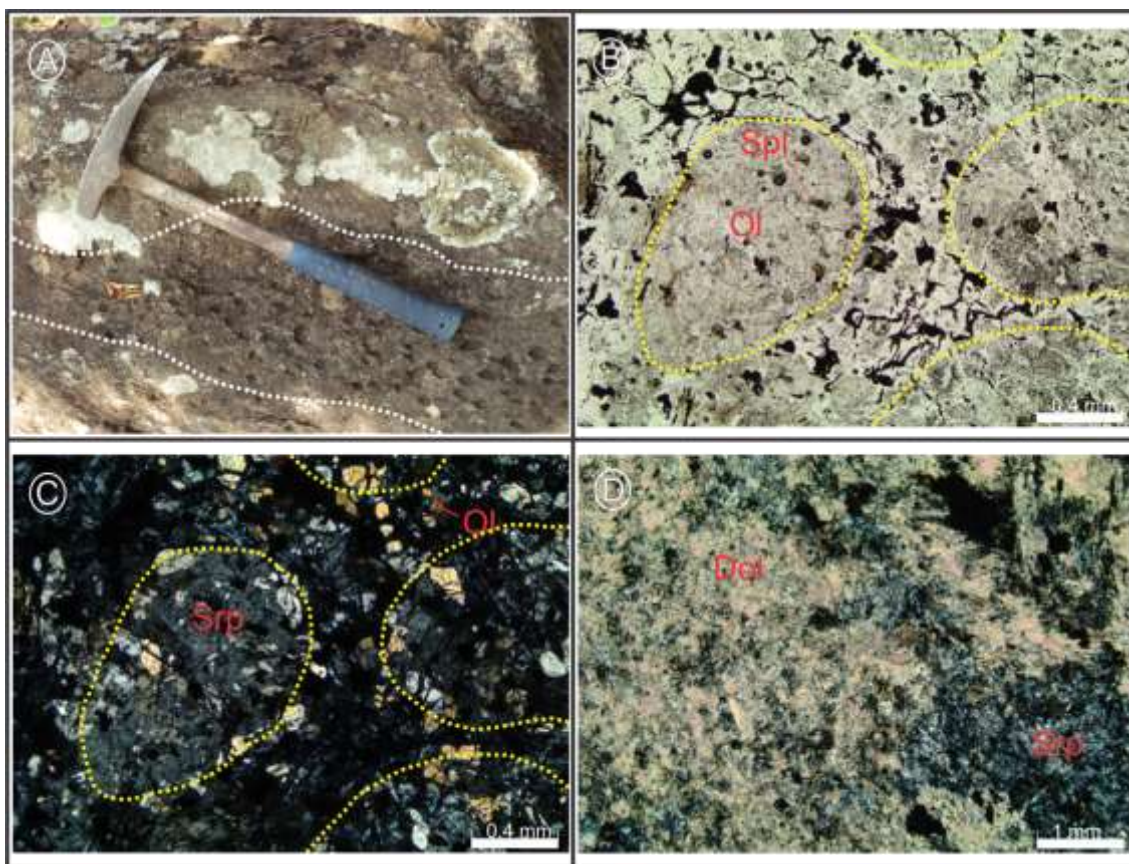


Figura 4.7 - A) Bloco de serpentinito bandado da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bandamento ígneo e textura cumulática reliquiar; **B)** Fotomicrografia de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe textura cumulática reliquiar. Nicóis paralelos; **C)** Fotomicrografia de serpentinito da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe textura cumulática reliquiar mostrando substituição de olivina por serpentina. Nicóis cruzados; **D)** Fotomicrografia de oficarbonato associado a corpo máfico-ultramáfico da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bolsão de serpentina, na parte inferior direita da foto, e matriz de carbonato, possivelmente dolomita. Nicóis cruzados. Ol: Olivina; Spl: espinélio; Srp: serpentina; Dol: dolomita.

Os metagabros são preto-esverdeados e exibem textura granoblástica, com porções nematoblásticas (Figura 4.8 *A*). Eventualmente mostram textura ofítica reliquiar e são constituídos predominantemente por hornblenda (40 a 60%) e plagioclásio (20 a 40%). Titanita ocorre frequentemente associada a magnetita e marca a fase acessória juntamente com apatita. Essas rochas estão frequentemente metamorfizadas, exibindo paragênese metamórfica formada por hornblenda, plagioclásio e epidoto.

Os anfibolitos são esverdeados e exibem textura granoblástica fina, com bandas nematoblásticas (Figura 4.8 *B*). São constituídos predominantemente por plagioclásio (20 a 40%) e hornblenda (40 a 60%), com quantidades menores de biotita e, raramente, olivina. Localmente, mostram clinopiroxênio reliquiar, o qual está geralmente metamorfizado para hornblenda. Zircão, titanita e apatita assinalam a fase acessória. Esses anfibolitos exibem metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito, com

paragêneses respectivamente marcadas por epidoto + tremolita + clorita e hornblenda + plagioclásio.

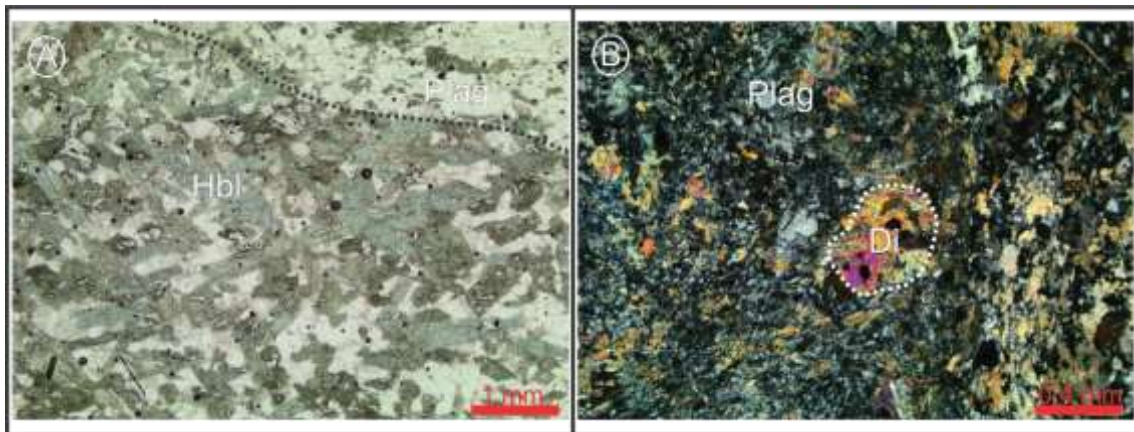


Figura 4.8 - A) Fotomicrografia em nicóis paralelos de hornblenda gabro bandado, associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Fotomicrografia em nicóis cruzados de anfibolito fino associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe fenocristal de diopsídio reliquiar. Hbl: hornblenda; Plag: plagioclásio; Di: diopsídio.

Ainda que o grau de intemperismo seja elevado, há evidências de que os corpos máfico-ultramáficos exibem organização interna. As rochas expostas ao longo da margem direita do Córrego do Santo Antonio exemplificam o que pode ser observado de forma menos clara nos outros corpos. Em perfil de leste para oeste, afloram metagabros, seguidos de metapiroxenitos e metaperidotitos serpentinizados, e oficarbonatos na porção mais oriental do corpo (Figura 4.9). Em outros corpos, anfibolitos finos, de composição basáltica, ocorrem associados a metagabros.

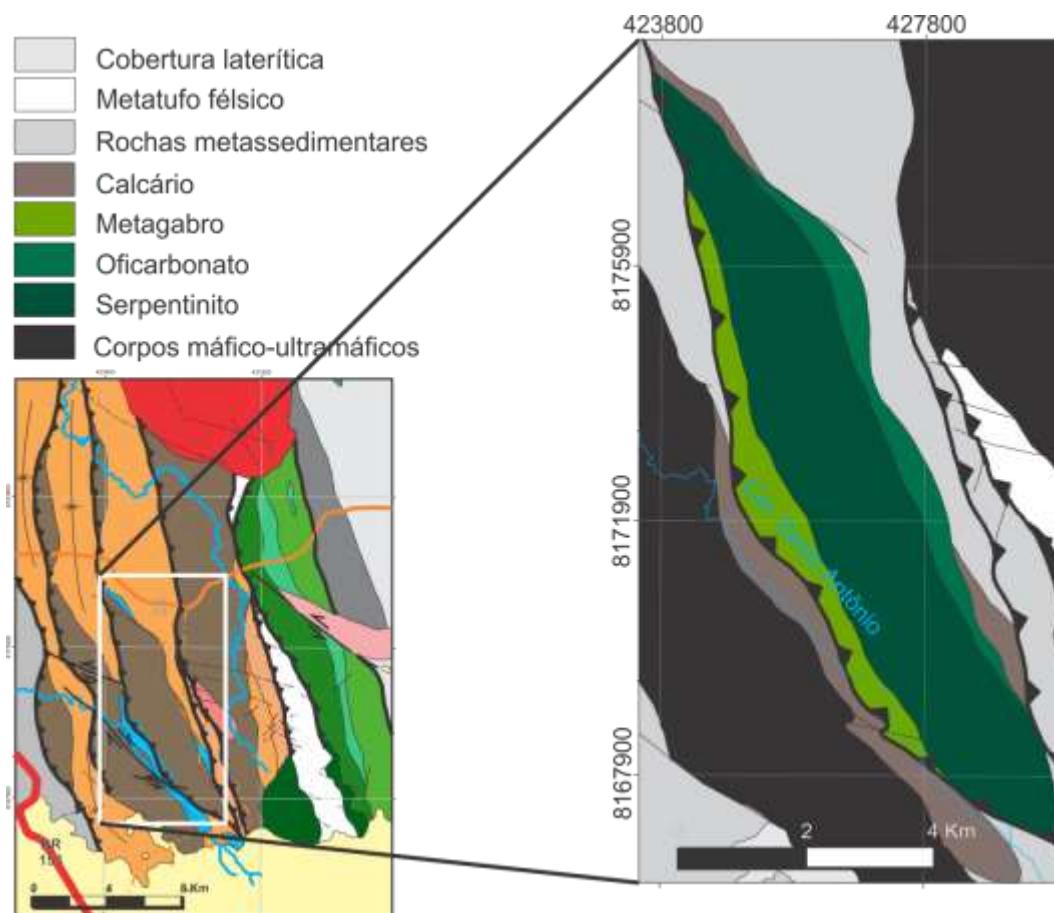


Figura 4.9 – Detalhe em planta de corpo máfico-ultramáfico da Unidade Córrego da Onça, evidenciando organização interna, com camada de oficarbonato, mais a leste, seguida de serpentinito no meio e metagabro a oeste. O corpo faz contato com camadas de mármore a leste e a oeste, bem como com rochas metassedimentares.

Associados aos corpos máfico-ultramáficos, ocorrem pacotes de calcário acinzentado, com laminação marcada por intercalações de camadas centimétricas a milimétricas de metassilito, bem como de metachert e, localmente, metatufo (Figura 4.10 *A*). Enquanto as amostras de calcário são constituídas quase exclusivamente por calcita (ca. 90%), com epidoto e quartzo subordinados, as camadas intercaladas de metachert são compostas por esteiras delgadas de muscovita (30%), magnetita (10%), turmalina (ca. 10%) e granada (ca. 5%), alternados com aglomerados igualmente finos de quartzo (Figura 4.10 *B*). Semelhantemente, os metassiltitos exibem assembleia mineral diversificada, constituída por quartzo (ca. 5%), feldspato alcalino (ca. 20%), epidoto (ca. 25%), muscovita (ca. 15%), plagioclásio (ca. 5%), biotita (ca. 15%), clorita e turmalina, indicando que seu protólito é mineralogicamente imaturo.



Figura 4.10 - A) Afloramento de calcário intercalado com finas camadas de micaxisto marcando estratificação. Esse pacote ocorre associado aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos de metachert sotoposto aos corpos máfico-ultramáficos da Unidade Córrego do Santo Antônio exhibe bandas ricas em quartzo, turmalina e muscovita, intercaladas com banda rica em quartzo e muscovita. Notar que bandas ricas em turmalina apresentam coloração ligeiramente esverdeada. Qtz: quartzo; Msc: muscovita; Tur: turmalina.

Extensos pacotes de rochas metassedimentares, representados por xistos intercalados com camadas de quartzitos (Figura 4.11 A), afloram entre os corpos máfico-ultramáficos. De maneira geral, estão dobrados e exibem estrutura rítmica, com camadas de metassiltito dominando nas proximidades das lascas plutônicas e camadas de rochas metapsamíticas tornando-se proeminentes à medida que se afasta desses corpos (Figura 4.11 B).

Micaxistos e granada micaxistos são os principais representantes da sedimentação pelítica. Exibem cor acinzentada, mas quando intemperizados apresentam-se avermelhados a ocres. São crenulados, com textura lepidoblástica e porções porfiroblásticas (Figura 4.11 C). Constituem-se de quantidades variáveis de quartzo, plagioclásio e biotita, com quantidades menores de muscovita, hornblenda e turmalina. Apresentam-se metamorfizados, com paragênese metamórfica assinalada por porfiroblastos de granada e lamelas de biotita (Figura 4.11 D), eventualmente podem apresentar cianita. Por outro lado, os termos metapsamíticos são representados por rochas de textura granoblástica, constituídas de quartzo, plagioclásio, hornblenda, com quantidades menores de turmalina e epidoto. Exibem granada e biotita, marcando metamorfismo em fácies xisto verde. Essa composição é compatível com protólito de grauvaca.



Figura 4.11 – A) Bloco com camadas de muscovita quartzito intercaladas com micaxisto assinalando variação rítmica, relacionada ao pacote de rochas metassedimentares da Unidade Córrego do Santo Antônio; B) Corte de estrada onde aflora quartzito micáceo com acamamento sub-horizontal, pacote relacionado à Unidade Córrego do Santo Antônio; C) Amostra de granada micaxisto intemperizado representa sedimentação pelítica na Unidade Córrego do Santo Antônio e exibe crenulação; D) Fotomicrografia de granada micaxisto da Unidade Córrego do Santo Antônio exibe granada porfiroblástica, com foliação cortada por veios de quartzo, sob nicóis paralelos. Qtz: quartzo; Grt: granada; Msc: muscovita.

4.5.3 Sm-Nd:

16 amostras foram coletadas para análises isotópicas de Sm e Nd (Figura 4.12). O resultado das análises está apresentado na Tabela 4-1.

Tabela 4-1 - Tabela com resultado de análises de isótopos Sm-Nd.

Unidade	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm\text{SE})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t (Ma)	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
Metatufo ácido	JJ-224	4.231	9.183	0.2785	0.51288 (06)	4.72	-1.56	600	-
Granitos Miloníticos	JJ-241A	5.131	37.464	0.0828	0.511647 (05)	-19.34	-10.03	640	1.61
	JJ-243	0	0	0	0.000000	0		640	0
	JJ-241B	6.285	42.447	0.0895	0.511627 (04)	-19.72	-10.97	640	1.73
Granitos peraluminosos	JJ-219A	2.242	17.041	0.0795	0.51172 (06)	-17.92	-7.43	700	1.49
	JJ-220	1.943	14.498	0.081	0.511729 (04)	-17.73	-7.39	700	1.5
Gnaisse Arenópolis	JJ-017	1.458	6.972	0.1264	0.512456 (09)	-3.56	4.55	899	1.02
Rochas da Unidade Córrego da Onça	JJ-048	4.819	23.351	0.1247	0.512298 (05)	-6.64	1.66	900	1.27
	JJ-151	2.376	7.962	0.1804	0.512856 (06)	4.25	6.14	900	-
	JJ-152	1.851	6.612	0.1692	0.512803 (05)	3.22	6.40	900	-
	JJ-153	4.683	19.28	0.1468	0.512572 (04)	-1.29	4.47	900	1.07
Metaplutônicas máficas e ultramáficas Unidade Córrego do Santo Antônio	JJ-126	1.499	5.943	0.1525	0.512448 (06)	-3.7	1.39	900	1.46
	JJ-127	0.793	3.015	0.159	0.512502 (16)	-2.66	1.69	900	1.49
	JJ-131	2.513	9.929	0.153	0.512154 (06)	-9.44	-4.42	900	2.22
	JJ-148	1.921	5.806	0.2	0.512933 (09)	5.75	5.39	900	-
	JJ-157	1.616	6.741	0.1449	0.512654 (08)	0.32	6.16	900	0.86
	JJ-231	0.771	3.986	0.1169	0.512418 (09)	-4.29	4.70	900	0.98
	JJ-233	2.339	8.2	0.1724	0.512400 (03)	-4.65	-1.85	900	-

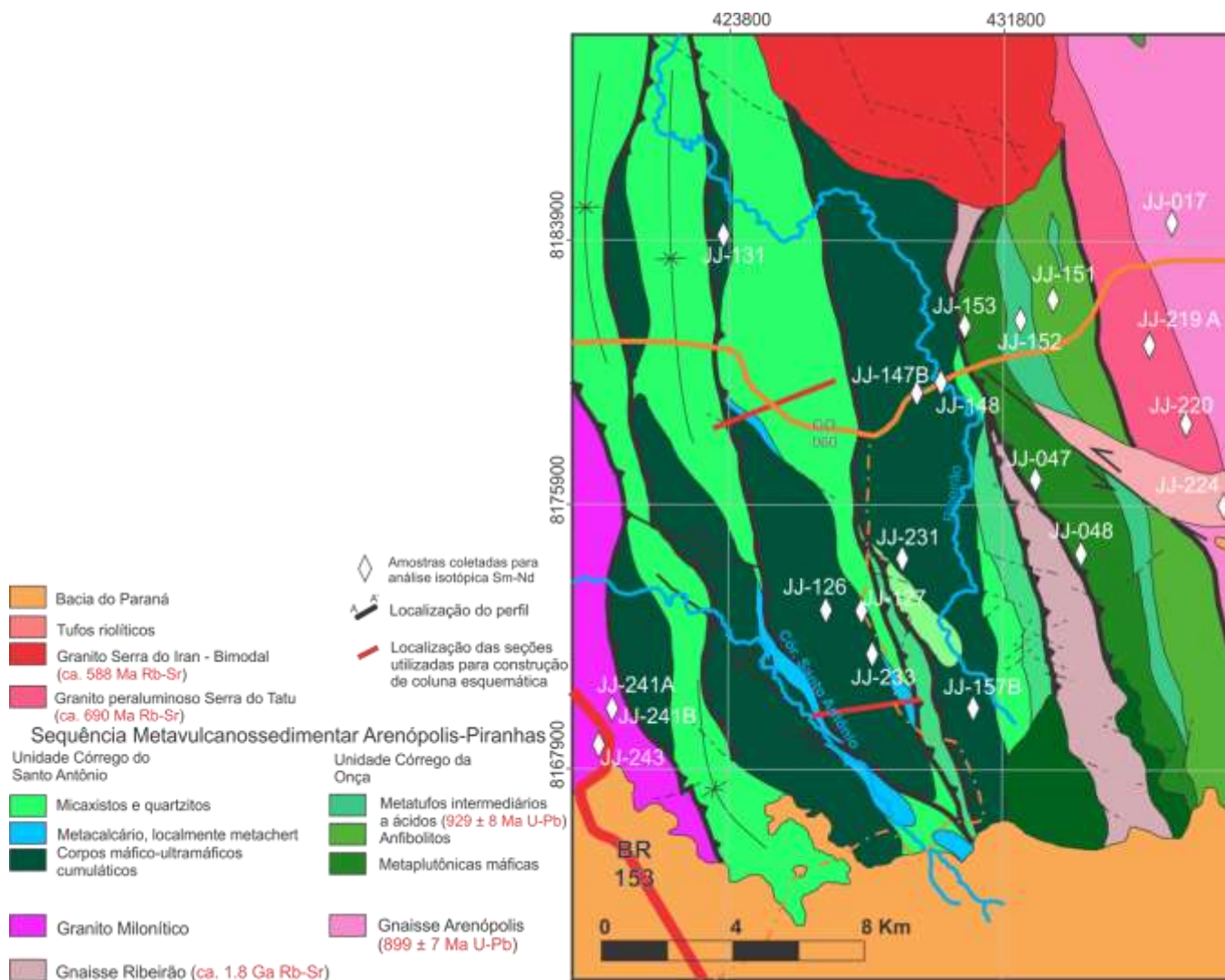


Figura 4.12- Mapa geológico com localização de amostras coletadas para análise do sistema isotópico Sm-Nd.

De maneira geral, as rochas plutônicas máficas e ultramáficas da Unidade Córrego do Santo Antônio estão dispostos em três faixas de direção norte-sul. A faixa que aflora mais próxima aos gnaisses paleoproterozoicos (amostras JJ-148, JJ-157 B e JJ-231) é juvenil, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivos (entre +4.70 e +6.16), com razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ calculadas para o momento da cristalização (ca. 900 Ma) correspondente à razão isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ calculada para o manto empobrecido em relação ao CHUR (DePaolo, 1981) e T_{DM} variando entre 0.86 Ga e 0.98 Ga. As amostras JJ-126, JJ-127 e JJ-233 são do corpo central exibem características isotópicas semelhantes às do CHUR, com $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -1.86 e +1.69 e T_{DM} de 1.46 Ga e 1.49 Ga. A amostra JJ-233, assim como a amostra JJ-131, exibe feições de metassomatismo, como vênulas de clorita e carbonato, o que pode explicar seus valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$. Esta última (JJ-131) apresenta forte derivação crustal, assinalada por $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a -4.42 e T_{DM} de 2.22 Ga.

As rochas máficas expostas na porção leste da sequência, Unidade Córrego da Onça, exibem valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivos, com as amostras de rochas metavulcânicas (JJ-151 e JJ-152) apresentando assinatura isotópica semelhante à calculada para o manto empobrecido (DePaolo, 1981). Associado a essas rochas ocorre microgabro (JJ-153) com $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a +4.47 e T_{DM} de 1.07 Ga e gabro (JJ-048) com valores mais próximos ao CHUR ($\epsilon_{Nd}(t)$ igual +1.66 e T_{DM} de 1.27).

Uma amostra de quartzo diorito gnaisse associada ao Gnaisse Arenópolis (JJ-017) apresenta $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a +4.55 e T_{DM} de 1.02 Ga. Por sua vez, os granitos peraluminosos da Serra do Tatu e os granitos miloníticos expostos a oeste da sequência apresentam características isotópicas de retrabalhamento crustal. Enquanto os granitos da Serra do Tatu exibem $\epsilon_{Nd}(t)$ de ca. -6.40 e T_{DM} em torno de 1.5 Ga, os granitos miloníticos mostram valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ mais negativos (menores do que -10.00), com T_{DM} semelhante aos do granito Serra do Tatu (1.61 Ga e 1.73 Ga).

Da mesma forma, a amostra de metatufos ácido isotrópico, que aflora em uma bacia de *pull-apart*, apresenta feições isotópicas de crosta retrabalhada, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de -1.56.

4.5.4 Análise isotópica U-Pb de grãos detríticos de zircão em LA-ICP-MS:

Das três amostras em que foram encontrados grãos de zircão para análise isotópica U-Pb, duas foram coletadas na escama exposta mais a leste (Figura 4.13) e uma foi coletada na escama exposta mais a oeste. Uma das amostras coletadas no conjunto exposto a leste (JJ-034) foi coletada em pacote de rochas metassedimentares associadas aos corpos máfico-ultramáficos, enquanto a outra (JJ-132) foi coletada nos quartzitos do pacote sedimentar dobrado. Dessa maneira, e seguindo a estratigrafia proposta neste trabalho, as duas primeiras representam a base (JJ-034) e o topo (JJ-132) da sedimentação associada ao conjunto exposto mais a leste, enquanto a última consiste de rocha metassedimentar exposta pela escama oeste da sequência. A terceira amostra (JJ-144) foi coletada na porção quartzítica do conjunto exposto mais a oeste.

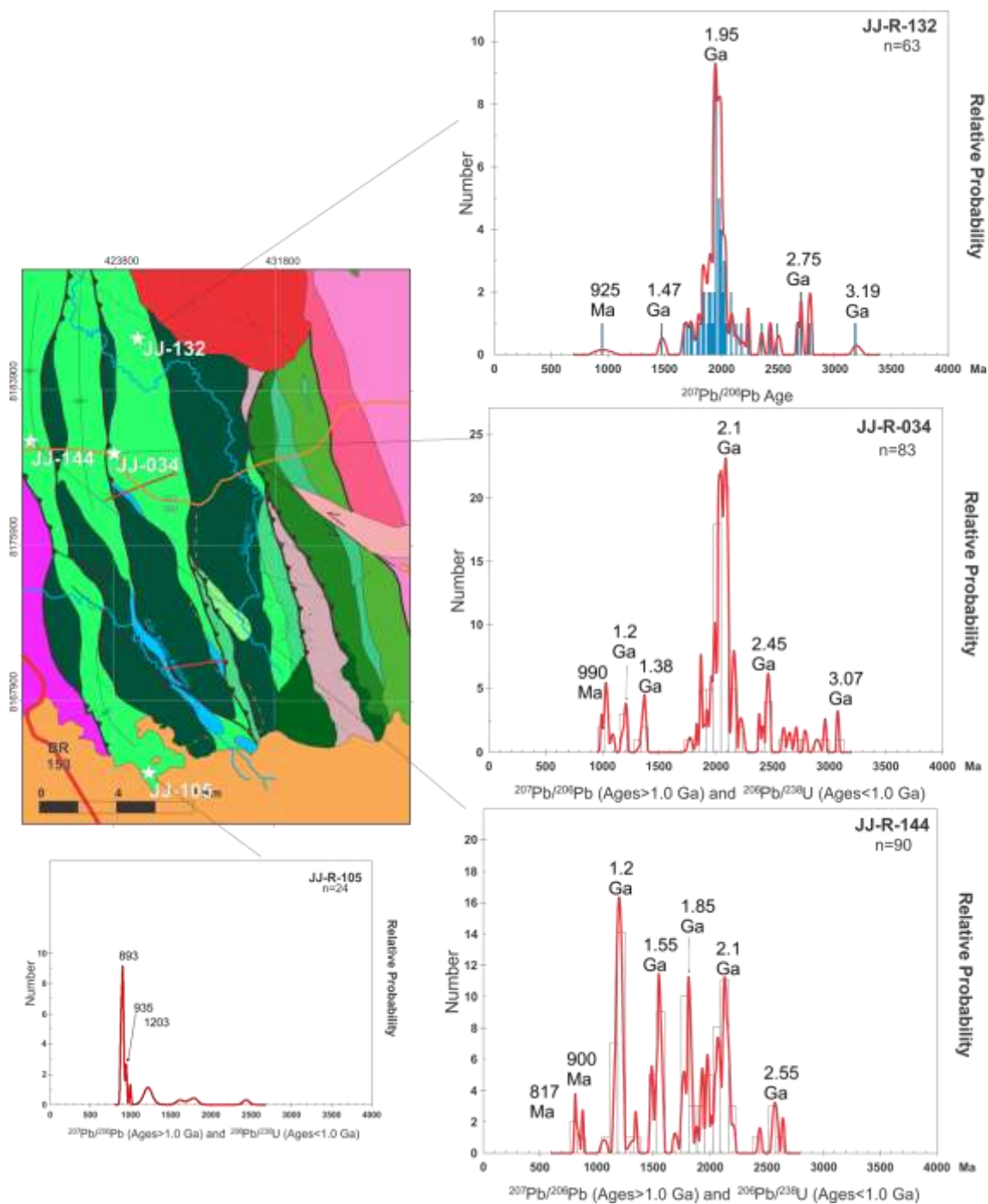


Figura 4.13 - Histogramas com curva de probabilidade de distribuição de grãos detríticos de zircão de acordo com sua idade de cristalização. A amostra JJ-105 foi analisada no escopo do Projeto Oeste de Goiás (CPRM, em elaboração).

Em amostra de metarritmito associado aos corpos máfico-ultramáficos (JJ-034), depositada na porção basal da primeira escama, foram analisados 100 grãos de zircão. Eles são arredondados e, no geral, ovalados, muitos estão quebrados e são castanhos e translúcidos. 13 dos grãos analisados não foram incluídos no histograma de frequência devido ao elevado grau de discordância entre as idades U-Pb (discordâncias maiores do que 10%). Análises de outros 3 grãos foram descartadas por apresentarem elevada

dispersão analítica. O resultado da análise de 83 grãos indicou amplo espectro de contribuição, com população predominantemente paleoproterozoica, indicada por pico em torno de 2,05 Ga. Apenas um grão apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ neoproterozoica (990 ± 14 Ma). Por outro lado, grãos de amplo espectro de idades arqueanas estão presentes na amostra, com o mais velho apresentando idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3075 ± 13 Ma.

Em metagrauvaca ligeiramente bandada (JJ-132), posicionada no topo do primeiro conjunto, foram analisados 68 grãos. Eles apresentam-se arredondados e são preferencialmente ovalados, com uma população menor de grãos longilíneos. Os grãos são castanhos a translúcidos. Do total analisado, 5 apresentaram discordâncias superiores a 10% entre as idades U-Pb. O histograma de distribuição dos grãos de acordo com idades foi construído com os 63 grãos que apresentaram resultados analíticos coerentes. O histograma revela que a população de grãos de zircão da amostra é constituída predominantemente por grãos paleoproterozoicos, com pico em torno de 1,9 Ga. A amostra ainda exibe contribuição esparsa de grãos arqueanos, com o mais antigo de ca. 3,2 Ga (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). O grão mais novo apresenta idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 925 ± 51 Ma e representa o único grão neoproterozoico analisado na amostra.

Muscovita quartzito (JJ-144), posicionado no conjunto exposto mais a oeste, teve 100 grãos analisados. Os grãos são translúcidos, de coloração ligeiramente acastanhada, arredondados, com populações de formato ovalado e de formato alongado. Do total analisado, 10 foram descartados por apresentarem elevado grau de discordância entre as idades U-Pb (maior do que 10%). O diagrama de frequência de grãos distribuídos de acordo com suas idades construído com os 90 grãos que apresentaram boa concordância de idades U-Pb apresenta padrão multimodal, com um pico mais proeminente em torno de 1,2 Ga e picos menores em 1,5 Ga, 1,8 Ga e 2,1 Ga. Exibe ainda pequenas populações de grãos arqueanos, em torno de 2,6 Ga, e alguns grãos neoproterozoicos, cujo mais novo apresenta idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 817 ± 12 Ma.

Cabe salientar que em outras 5 amostras cuidadosamente preparadas, não foram recuperados grãos de zircão para análise. Elas consistem principalmente em granada micaxistos e biotita micaxistos, alguns intercalados com camadas de calcário.

Os primeiros pacotes sedimentares, representados pela escama exposta mais a leste, exibem importante contribuição de grãos paleoproterozoicos (pico em torno de 2.0 Ga), com diminuta população de grãos neoproterozoicos. Associadas a esse pacote, ocorrem também expressivas camadas de xistos de origem sedimentar em amostras dos quais não foram encontrados grãos de zircão. Essa mesma característica é assinalada nas camadas de sedimentos associados aos corpos máfico-ultramáficos. Por outro lado, o espectro de grãos detríticos de zircão das camadas de rochas metassedimentares que compõem as escamas expostas mais a oeste exibe aspecto multimodal.

4.6 Discussão

Como observam [Underwood & Moore \(1995\)](#), mesmo em terrenos intensamente deformados é possível reconhecer os tipos rochosos principais que compõem um complexo de subducção (substrato oceânico, sedimentos pelágicos e sedimentos de

trincheira). Essas associações seriam representadas respectivamente por ofiolitos, metacherts eventualmente associados a metacalcários, e turbiditos.

Ofiolitos são suítes de rochas ultramáficas, máficas e félsicas relacionadas temporal e espacialmente e que são interpretadas como remanescentes da crosta oceânica e do manto colocados tectonicamente em margens continentais ([Dilek & Furnes, 2014](#)). Dessa maneira, os corpos máfico-ultramáficos expostos na área de estudo, que exibem feições de acamadamento ígneo, empilhamento estratigráfico marcado por serpentinitos com texturas cumuláticas reliquiares, seguidos de metagabros bandados e isotrópicos e, localmente, com meta-basaltos no topo, podem representar lascas ofiolíticas e configurar o substrato oceânico do complexo de subducção. Ademais, a faixa de serpentinitos, e metagabros associados, exposta próxima ao Gnaiss Ribeirão exibe elevados valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, equiparáveis aos atribuídos para o manto empobrecido por [DePaolo \(1981\)](#), confirmando seu caráter juvenil. Esses dados corroboram as observações feitas por [Pimentel & Fuck \(1987\)](#), que demonstram que as características dos elementos terras-raras dessas rochas são semelhantes às feições de ofiolitos de zonas de supra-subducção, como os expostos no escudo Núbio-arábico.

As camadas de metacalcário e metachert rico em turmalina, com laminação plano-paralela e com feições de variação rítmica, e que cobrem os corpos máfico-ultramáficos, podem representar sedimentos pelágicos. Por sua vez, esses pacotes estão em contato tectônico com micaxistos e quartzitos intensamente dobrados e rompidos por falhas transcorrentes que parecem marcar sedimentos de trincheira.

O conjunto litológico acima descrito, identificado na Sequência Arenópolis-Piranhas, constituinte da porção sul do Arco Magmático de Goiás, está posicionado no limite entre os domínios magnéticos A e B (Figura 4.4). A leste afloram ortognaisses cálcio-alcálicos e juvenis de ca. 900 Ma ([Pimentel et al., 1991](#); [Pimentel & Fuck, 1992](#)), enquanto a oeste estão expostos granitos miloníticos gerados a partir de crosta retrabalhada. Semelhantemente, as rochas alcalinas ultramáficas afloram apenas a leste desse limite, enquanto que os carbonatitos do Morro Preto estão expostos somente a oeste da sequência ([Pena & Figueiredo, 1972](#); [Navarro et al., 2014](#); [Nascimento, 2018](#)).

De acordo com o modelo de [Thornburg & Kulm \(1987\)](#), a superfície de descolamento, responsável por anexar mecanicamente os pacotes relacionados à placa subductante na margem continental, é controlada, entre outros aspectos, pelo volume de sedimentos depositados na trincheira. Dessa forma, o complexo de subducção estudado da Sequência Arenópolis-Piranhas representaria uma bacia de baixa taxa de sedimentação, o que é compatível com o ambiente de formação em arco de ilhas oceânico. Ademais, [Underwood & Moore \(1995\)](#) indicam que a superfície de descolamento tende a migrar para a direção do mar, se afastando do edifício do arco à medida que o prisma acresionário se desenvolve. Assim, cada escama representaria um momento da sedimentação na trincheira. Como as rochas que representam o edifício do arco estão expostas a leste da sequência, e as escamas apresentam estratigrafia marcada pelos corpos máfico-ultramáficos na base e com os sedimentos terrígenos no topo, é possível que o conjunto analisado que aflora mais a leste assinale os estágios iniciais da

sedimentação, enquanto as escamas expostas mais a oeste assinalariam os estágios posteriores.

Dessa forma, os pacotes ricos em grãos de zircão da primeira escama registram intensa contribuição paleoproterozoica, com diminuta presença de grãos neoproterozoicos. Isso é observado tanto na porção basal do pacote, assinalada pelos sedimentos pelágicos associados aos corpos máfico-ultramáficos (JJ-034), quanto no topo da escama (JJ-132). Intercalados com essas camadas ocorrem expressivos pacotes de granada xistos estéreis em zircão, indicando importante contribuição sedimentar de uma fonte pobre em zircão. Na escama exposta mais a oeste, a amostra de quartzito (JJ-144) apresenta espectro de grãos mais variado, com um pico em 1.5 Ga e um pico menor neoproterozoico (ca. 870 Ma). Intercalados com o quartzito, ocorrem também camadas de xisto em que não foram encontrados grãos de zircão. Por outro lado, os resultados obtidos para a amostra exposta na porção sul da sequência (JJ-105) apresentam feições típicas de bacias formadas em ambientes convergentes ([Cawood et al., 2012](#); [CPRM, em elaboração](#)). Essas feições em conjunto indicam que, durante os estágios iniciais, a bacia não recebeu expressiva contribuição de sedimentos ricos em zircão advindos do edifício vulcânico.

A julgar pela diferença entre as idades máximas de deposição da amostra exposta mais a leste (ca. 990 Ma) para a amostra exposta mais a oeste, na última escama, (ca. 820 Ma), e considerando que as rochas metassedimentares das três escamas representam bacias de trincheira, pode-se inferir que as sucessivas bacias receberam sedimentos durante pelo menos 170 Ma. Entretanto, se a idade da primeira sedimentação for considerada coeva à idade mais antiga do magmatismo do arco (ca. 880 Ma, [Pimentel et al., 1991, 2003](#); [Pimentel & Fuck, 1992](#)), tem-se que a sedimentação nas bacias de trincheira duraram pelo menos 60 Ma.

A dinâmica de transporte e deposição de sedimentos ao longo de zonas de subducção é bastante complexa, fazendo com que qualquer interpretação de proveniência sedimentar nessas bacias, especialmente nas representadas por rochas tão antigas, seja delicada ([Underwood & Moore, 1995](#)). Apesar de o arco magmático coevo à bacia de trincheira ser a fonte mais provável dos sedimentos, correntes de turbidez podem transportar sedimentos por centenas de quilômetros ao longo do canal formado pela trincheira ([Underwood & Moore, 1995](#)). Exemplos recentes de bacias de trincheira onde não se observa expressiva contribuição do arco adjacente são as atuais trincheiras de Barbados, em que os sedimentos advindos dos rios Orinoco e Amazonas dominam a sedimentação ([Xie et al., 2010](#); [Limonta et al., 2015](#)), e no prisma acrescionário de orógeno New England (Austrália) ([Korsch et al., 2009](#)).

Ademais, [Underwood & Moore \(1995\)](#) assinalam as formas pelas quais a bacia de trincheira pode receber sedimentos advindos do arco. O principal desses mecanismos é por meio de talwegues submarinos que cortam a ombreira da bacia (*trench-slope break*), criando um canal de alimentação da trincheira com material do *forearc*. Entretanto, a presença precoce de bloco alóctone (Gnaiss Ribeirão, [Pimentel, 1992](#); [Pimentel et al., 2003](#)) pode ter impedido esse mecanismo de transporte. Outras maneiras

pelas quais sedimentos do arco se depositam na bacia de trincheira são por meio de correntes de turbidez não confinadas, que podem contornar a elevação da borda da bacia, por meio de fluxo ascendente na escarpa da ombreira (*upslope flow*), em que energia cinética é convertida em energia potencial suficiente para passar o limite da bacia, e, por fim, por meio de fluxo, cuja espessura é maior do que a altura da ombreira (*flow stripping*). Nesses casos seria necessária elevada energia de transporte, o que a julgar pela posição da superfície de descolamento ([Thornburg & Kulm, 1987](#)) não parece ter acontecido.

Além disso, como demonstrado por [Dickinson et al. \(2009\)](#) e sugerido por [Andersen et al. \(2016\)](#), existe a possibilidade de reciclagem sedimentar dos grãos de zircão, o que conduz ao falseamento da fonte primária.

Dito isso, algumas considerações iniciais sobre proveniência podem ser tratadas com maior cautela. A fonte paleoproterozoica atualmente mais próxima dessas rochas metassedimentares é o Gnaiss Ribeirão (ca. 1.8 Ga, [Pimentel & Fuck, 1986](#); [Pimentel, 1992](#)). Existem evidências de que esse bloco alóctone estava presente durante a evolução da bacia de trincheira ([Pimentel, 1992](#); [Pimentel et al., 2003](#)), portanto pode ter atuado como fonte dos sedimentos ali depositados. Entretanto, a contribuição sedimentar registrada nas escamas mais novas é mais diversa, indicando forte presença de material grenvilliano. Ainda que nas amostras expostas na porção central da sequência o espectro de grãos detríticos de zircão não apresente padrão típico de bacia de trincheira ([Cawood et al., 2012](#)), essa feição não necessariamente descaracteriza o conjunto litológico ([Andersen et al., 2016](#)). Entretanto, levanta possibilidades de que a zona de subdução recebesse correntes de turbidez advindas de regiões cratônicas intensamente erodidas, como é o caso de Barbados hoje ([Xie et al., 2010](#); [Limonta et al., 2015](#)). Os picos apresentados nas escamas expostas mais a oeste são semelhantes às idades das principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico ([Tassinari & Macambira, 1999](#); [Santos et al., 2000](#)), enquanto que o pico das escamas expostas mais a leste correspondem também às idades encontradas na margem do Cráton São Francisco-Congo ([Fuck et al., 2014, 2017](#)), bem como com a idade do Gnaiss Ribeirão ([Pimentel, 1992](#)). Tal similaridade pode indicar que esses crátons serviram de fonte para a sedimentação ao longo dessas zonas de subdução.

Alternativamente, os resultados aqui apresentados podem representar transição de bacia de margem passiva para bacia convergente, seguindo proposta de [Falci et al. \(2018\)](#) para o Grupo Araxá. Posteriormente, as rochas formadas pela deposição nessas bacias precursoras teriam sido imbricadas e metamorfizadas na zona de sutura.

Após o fechamento dessa bacia, a região transitou de ambiente de arco insular para a fase colisional do orógeno, passando pelo estágio continental ([Pimentel et al., 2016](#)). Essa mudança está bem representada nos dados isotópicos de Sm e Nd aqui apresentados. A faixa de serpentinitos, e metagabros associados, exposta logo a oeste do Gnaiss Ribeirão exibem elevados valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, equiparáveis aos atribuídos para o manto empobrecido por [DePaolo \(1981\)](#), confirmando seu caráter juvenil. A escama seguinte, por sua vez, exibe razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ semelhantes ao CHUR a

ligeiramente negativas, indicando contaminação crustal. Esse processo de contaminação pode ter ocorrido por assimilação do pacote sedimentar durante a subducção da placa, além disso, metassomatismo assinalado pela presença de oficarbonatos pode ter aproximado a composição isotópica das amostras ao condrito.

Igualmente, as rochas metavulcânicas máficas e o gnaiss *Arenópolis* exibem elevados valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, os quais, associados a análises litoquímicas ([Pimentel & Fuck, 1992](#)), indicam ambiente de formação em arco de ilhas. Em seguida, os granitos peraluminosos apresentam valores muito negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$, bem como idades T_{DM} próximas a 1.5 Ga, ainda que sua idade de cristalização seja de ca. 690 Ma ([Pimentel & Fuck, 1985](#)), o que revela seu caráter crustal e sua contaminação com crosta mais antiga do que a formada no arco insular. Da mesma forma, os granitos miloníticos com idade de ca. 640 Ma, expostos a oeste da sequência, mostram $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos, associados a T_{DM} entre 1.61 Ga e 1.73 Ga. Tais características sugerem que tenha havido fusão de crosta retrabalhada no edifício orogênico.

Por fim, após a colisão do Cráton Congo-São Francisco com o Cráton Amazônico, o orógeno coalesceu e foi intrudido por diques alcalinos. Os diques de lamprófiro podem marcar esse evento, uma vez que são correlacionáveis aos diques alcalinos descritos por [Marques \(2017\)](#), de idade ca. 570 Ma. Por outro lado, os outros diques alcalinos analisados parecem relacionar-se ao magmatismo cretáceo largamente exposto na região ([Junqueira-Brod et al., 2002](#)).

4.7 Conclusão

Dessa forma, podemos concluir que:

- a Unidade Córrego do Santo Antônio é composta por escamas formadas por corpos máfico-ultramáficos, metachert e metacalcário e micaxistos e quartzitos intensamente dobrados;
- afloram pelo menos três escamas;
- a deposição nessa bacia durou pelo menos 60 Ma;
- durante toda a história de sedimentação analisada, apenas poucos grãos de zircão neoproterozoicos foram depositados na bacia;
- por outro lado, há muita contribuição meso- e paleoproterozoica, indicando possível conexão da zona de subducção com área de deposição de sedimentos de uma região cratônica, ou transição de margem passiva para ativa;
- a sequência marca expressivo limite entre domínios magnéticos, geológicos e estruturais;
- esse limite parece ter sido importante até o cretáceo, como indicado pela limitação das rochas alcalinas ultramáficas apenas a leste da sequência;

4.8 Referências

- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**:2725-2744
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Valencia, V.A., Vervoot, J.D. 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°e 32°S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:460-476
- Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. 2016. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A South African case study. *Gondwana Research*. **34**: 129-148.
- Arculus, R.J., Ishizuka, O., Bogus, K.A., Gurnis, M., Hickey-Vargas, R., Aljahdali, M.H., Bandini-Maeder, A.N., Barth, A.P., Brandl, P.A., Drab, L., Guerra, R.M., Hamada, M., Jiang, F., Kanayama, K., Kender, S., Kusano, Y., Li, H., Loudin, L.C., Maffione, M., Marsaglia, K.M., McCarthy, A., Meffre, S., Morris, A., Neuhaus, M., Savov, I.P., Sena, C., Tepley III, F.J., van der Land, C., Yogodzinski, G.M., Zhang, Z. 2015. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Nature Geoscience*, **8**:728-733
- Barbosa, P.A.R. 1987. Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais à leste de Mossâmedes-GO. UnB, Dissertação de Mestrado, 226 p.
- Bucher, K., Grapes, R. H. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks (8th ed.). Berlin; New York: Springer, 428 p.
- 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-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**: 875-878.
- Clift, P.D., Carter, A., Nicholson, U., Masago, H. 2013. Zircon and apatite thermochronology of the Nankai Trough accretionary prism and trench, Japan: Sediment transport in an active and collisional margin setting. *Tectonics*, **32**:377-395
- Coimbra, K.T.O. 2015. Petrologia do plutão de Bom Jardim de Goiás (PBJG): implicação na evolução neoproterozoica da Província Tocantins. UFRN. Dissertação de Mestrado, 87 p.
- CPRM. Em elaboração. Relatório Final do Projeto Oeste de Goiás, Goiânia.

- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Blakely, R.J., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**:1-19
- Dantas, E.L., Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A., Pimentel, M.M., Meneses, P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:329-334.
- Dantas, E.L., Araújo Filho, J.O., Oliveira, C.G., Chiarini, M.F.N., Fuck, R.A., De Sordi, D.A., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) – Carta Geológica. Relatório final da Folha SD.22-X-D-I – Porangatu, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **291**:193-196.
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. 2009. Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *Geology*. **37**: 503-506.
- Dilek, Y., Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**:93-100
- Faria, A., Fuck, R.A., Veloso, J.A.V., Hirson, J.R., Marini, O.J., Andrade, G.F., Fonseca, M.R.C.B. 1975. Projeto Piranhas. Convênio DNPM/FUB, Brasília, v.1, 143 p. (Relatório final, inédito).
- Frasca, A.A.S. 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins. UnB, Tese de Doutorado, 172 p.
- Fuck, R.A., Sá, E.F.J., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Soares, A.C.P. 1993. As Faixas de dobramentos marginais do cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Domingues, J.M.L., Misi, A. (editores), *O Cráton do São Francisco*, pp. 161-185
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, pp. 215-216.
- Fuck R.A., Dantas, E.L., De Sordi, D.A., Chiarini, M.F.N., Oliveira, C.G., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-ZA- III Santa Terezinha, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM.
- Fuck, R.A., Neve, B.B.B., Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**:108-126
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-forming and

reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinente reconstruction. *Precambrian Research*, **244**:53-74.

Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (editores). *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic genealogy of a miniature Continent*, pp.: 205-220

Gezatt, J.N. 2011. Proveniência de rochas sedimentares detríticas do gráben de Piranhas e comparação com a Formação Vila Maria do Siluriano da Bacia do Paraná. Trabalho de Conclusão de Curso, Porto Alegre, UFRGS, p. 63.

Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the university of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72(2)**:219-245

Guimarães, S.B., Moura, M.A., Dantas, E.L. 2012. Petrology and geochronology of the Bom Jardim de Goiás copper deposit (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **42** (4):841-862

Hattingh, K.; Carneiro, J.S.M.; Frasca, A.A.S.; Gollmann, K.; Lacerda Filho, J.V.; Duarte, T.B.; Meneghini, P.F.V.B; Silva, E.R.; Vieira D.R.; Martins, F.R.; Souza, J.O. Inédito. Magmatismo com tendência adakítica de alto K no Arco Magmático de Arenópolis. Relatório Interno, CPRM-SUREG-GO.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, **23**:1122-1135

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffina, 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

Johansson, A. 2014.. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, **244**:226-235

Junges, S.L.; Pimentel, M.M.; Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117(1-2)**:101-108

Junges, S.L., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Laux, J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Short Papers, pp.198-201

Junqueira-Brod, T.C., Roig, H.L., Gaspar, J., Brod, J.A., Meneses, P.R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo Kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**:559-566.

- Klein, P.B.W. 2008. Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri – Catalão (GO). Tese de doutorado, Universidade de Brasília, p. 183
- Korsch, R.J., Adams, C.J., Black, L.P., Foster, D.A., Fraser, G.L., Murray, C.G., Foudoulis, C., Griffin, W.L. 2009. Geochronology and provenance of the Late Paleozoic accretionary wedge and Gympie Terrane, New England Orogen, eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **56**:655-685
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599-614
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Junges, S.L. 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:183-198
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C.L., Ferreira, V.P. 2010. The Anicuns-Itaberaí volcano-sedimentary sequence, Goiás magmatic arc: new geochemical and Nd-Sr isotopic data. *Geochimica Brasiliensis*, **24**:13-28
- Leng, W., Gurnis, M. 2011. Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**(12), doi:10.1029/2011GC003877
- Leng, W., Gurnis, M. 2015. Subduction initiation at relic arcs. *Geophysical Research Letters*, **42**:7014-7021
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179-210
- Limonta, M., Garzanti, E., Resentini, A., Andrò, S., Boni, M., Bechstädt, T. 2015. Multicyclic sediment transfer along and across convergent plate boundaries (Barbados, Lesser Antilles). *Basin Research*, **27**:696-713
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot e.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.
- Marques, G. C. 2017. Evolução tectônica e metalogenética no contexto do depósito aurífero de Fazenda Nova, Arco Magmático de Arenópolis, Goiás. Tese de doutorado, UnB, p. 182

- Marsaglia, K. 2012. Sedimentation at plate boundaries in transition. In: Busby, C., Azor, R. (editors), *Tectonics of Sedimentary Basins, Recent Advances*, Blackwell Publishing, p. 291-309
- Moreira, M.L.O., Moreton, L.C., Araújo, V.A., Lacerda Filho, J.V., Costa, H.F. (Org.). 2008. Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. CPRM/SIC – FUNMINERAL.
- Nascimento, E.L.C. 2018. Geologia, geoquímica e mineralogia do Complexo Carbonatítico Morro Preto-GO. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 204 p.
- Navarro, G.R.B., Zanardo, A., Conceição, F.T., Angeli, N. 2014. Intrusão alcalina de Morro Preto (GO): geologia, petrografia e geoquímica. *Geociências*, **33(1)**:39-60
- Oliveira C.G., Oliveira, F.B., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica-escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I – Campinorte. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil
- Pena, G.S., Figueiredo, A.J.A. 1972. Projeto Alcalinas, Relatório Final. CPRM, p. 143
- Pimentel, M.M. 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozoico em gnaisses do oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(3)**:262-268
- Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46(Suppl.1)**:67-82
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Kawahista, K. 1985. Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **15(1)**:3-8
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1986. Geologia da Sequência Vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **16(2)**:221-223
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **17(1)**:2-14
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A. 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4(4)**:295-305
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379
- Pimentel, M.M. et al. 1997. Características Isotópicas (Sr e Nd) e Geoquímicas do Magmatismo Granítico Associado ao Grupo Araxá na Região de Ipameri, Goiás. In: *Simpósio De Geologia Do Centro-Oeste*, 6, Cuiabá, p.11-14

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**:463-384
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: *Tectonic Evolution of South America*. Ed. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Rio de Janeiro, p. 195-229
- Pimentel, M.M., Hollanda, M.H.B.M., Armstrong, R. 2003. Shrimp U-Pb age and Sr-Nd isotopes of the Morro do Baú mafic intrusion: implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**(3):331-339
- Rodrigues, J.B.; Gioia, S.M. C.L.; Pimentel, M.M. 1999. Geocronologia e Geoquímica de ortognaisses de Região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a Evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2):207-216
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Seer, H. J. 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano sedimentar de Bom Jardim de Goiás. UnB, Dissertação de Mestrado, 181 p.
- Silva, M.F., Santos, D.R.V., Souza, J.O. 2018. Geologia e recursos minerais da folhas Nova Xavantina, SD.22-Y-B-IV e Placa Nativa, SD.22-Y-A-VI: estado de Mato Grosso. Escala 1:100.000. Goiânia, CPRM.
- Stern, R.J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and planetary science letters*, **226**:275-292
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Thornburg, T.M., Kulm, .D. 1987. Sedimentation in the Chile Trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**:33-52
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formatoin of Gondwana from SE Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270
- Underwood, M.B., Moore, G.F. 1995. Trenches and trench-slope basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins*, Org. Busby, C.J., Ingersoll, R.V. Blackwell Science, p. 179-219
- Viana, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2):111-123

Whattam, S.A., Stern, R.J. 2011. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineral Petrology*, **162**:1031-1045

Xie, X., Mann, P., Escalona, A. 2010. Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America–Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **291**:159-171

5 Conclusões e recomendações

A partir dos dados e interpretações apresentadas neste trabalho pode-se concluir que a porção oeste da Sequência Arenópolis-Piranhas é composta por escamas formadas por corpos máfico-ultramáficos, metachert e metacalcário, e micaxistos e quartzitos intensamente dobrados. Esse conjunto constitui a Unidade Córrego do Santo Antônio e parece representar complexo de subducção, com os corpos máfico-ultramáficos possivelmente assinalando sequência ofiolítica, os metachert e metacalcários representando sedimentação pelágica e os micaxistos e quartzitos representando sedimentação em bacia de trincheira. Portanto, esse conjunto representa o registro rochoso do início da subducção que culminou na colisão entre os crátons Amazônico e São Francisco.

Os resultados de análise geocronológica U-Pb em grãos detríticos de zircão indicam que deposição nas bacias de trincheira durou pelo menos 60 Ma, e que essas bacias receberam expressivos aportes advindos de regiões cratônicas. Nos estágios finais de evolução da bacia, tornam-se mais importantes as contribuições de fontes neoproterozoicas, possivelmente das rochas geradas no arco insular que hoje compõem o Arco Magmático de Goiás.

A interpretação dos dados geofísicos, bem como os resultados de análise isotópica Sm-Nd, sugere que as rochas da Sequência Arenópolis-Piranhas marcam o limite entre domínios magnéticos e geológicos. Essas observações corroboram e subsidiam a hipótese de que as rochas da Unidade Córrego do Santo Antônio representam prisma acrescionário. Ademais, esse limite parece ter sido importante até o cretáceo, visto que aos carbonatitos afloram apenas a oeste da Sequência Arenópolis-Piranhas, e as intrusões alcalinas ultramáficas restringem-se a leste da sequência.

Alguns estudos tem abordado o tema da deflagração da subducção a partir de dados litoquímicos de rochas sedimentares depositadas em bacias de trincheira (e.g. [Arculus et al., 2015](#)). Outros traçam a quimioestratigrafia dos ofiolitos para esse mesmo fim ([Whattam & Stern, 2011](#)). Recomenda-se aplicar essas técnicas com o intuito de investigar como ocorreu o início desta subducção.

Como as exposições rochosas nessa unidade são escassas, cartografia de maior detalhe, com execução de perfis transversais à estruturação das rochas, ainda é necessária. Juntamente, recomenda-se coletar novas amostras para separação de grãos detríticos de zircão e análise química dos grãos, bem como da composição isotópica U-Pb e Lu-Hf, a fim de detalhar informações a respeito da proveniência desses grãos. Além disso, é necessário ampliar a análise geocronológica na região com o intuito de detalhar a história evolutiva dessa bacia e do Arco Magmático de Goiás.

Os oficarbonatos associados aos corpos máfico-ultramáficos igualmente representam importante objeto de estudo para compreensão da alocação dos ofiolitos. [Bucher & Grapes \(2011\)](#) recomendam veementemente estudo e mapeamento detalhados dos oficarbonatos para maior compreensão da estrutura termal do terreno metamórfico.

Semelhantemente, recomenda-se avaliar as condições de pressão e temperatura em que essas rochas se formaram, visto se tratar de complexo de subducção.

Neste trabalho, as rochas da porção leste da sequência não foram abordadas. [Pimentel & Fuck \(1986, 1987\)](#) se baseiam em análises litoquímicas de elementos maiores, menores e traço para sugerir que os anfibolitos da Unidade Córrego da Onça poderiam representar basaltos formados em ambiente de *back-arc*. No entanto, essa sugestão ainda precisa ser investigada, com caracterização detalhada do conjunto rochoso e nova avaliação litoquímica.

Além disso, o papel dos carbonatos não foi explorado neste trabalho. Esse campo pode elucidar aspectos ambientais e evolutivos importantes do ambiente de formação desta sequência, bem como do AMG como um todo. É importante salientar que, afora a sequência estudada aqui, no segmento sul do arco apenas a sequência Anicuns-Itaberaí, também de ca. 900 Ma ([Pimentel & Fuck, 1992](#); [Laux et al., 2004, 2005](#)), exibem pacotes de metacalcário associados. Pequenas exposições ocorrem também associadas à Sequência Mossâmedes, mas sua idade ainda não é conhecida.

6 Referências

- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple collector ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**:2725-2744
- Allègre, C. J. 2008. *Isotope Geology*. New York: Cambridge University Press, 510 p.
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Valencia, V.A., Vervoot, J.D. 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°e 32°S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:460-476
- Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. 2016. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? A South African case study. *Gondwana Research*. **34**: 129-148.
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:144-148
- Arculus, R.J., Ishizuka, O., Bogus, K.A., Gurnis, M., Hickey-Vargas, R., Aljahdali, M.H., Bandini-Maeder, A.N., Barth, A.P., Brandl, P.A., Drab, L., Guerra, R.M., Hamada, M., Jiang, F., Kanayama, K., Kender, S., Kusano, Y., Li, H., Loudin, L.C., Maffione, M., Marsaglia, K.M., McCarthy, A., Meffre, S., Morris, A., Neuhaus, M., Savov, I.P., Sena, C., Tepley III, F.J., van der Land, C., Yogodzinski, G.M., Zhang, Z. 2015. A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Nature Geoscience*, **8**:728-733
- Baêta Jr., J.D.A., Souza, J.O., Moreton, L.C. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Folha SD.22-Z-C-II - Morro Agudo de Goiás; Folha SD.22-Z-C-V, Goiás; Folha SE.22-X-A-II - Sanclerlândia. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 117 p.
- Barbosa, P.A.R. 1987. *Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais à leste de Mossâmedes-GO*. UnB, Dissertação de Mestrado, 226 p.
- Barbosa, P.A.R., Silva, A. 1992. Modelo deformacional para o Sudeste de Goiás e suas implicações metalogenéticas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, Anais, v. 2, pp. 315-317
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.

- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C. & Fuck, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- Bucher, K., Grapes, R. H. 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks (8th ed.). Berlin; New York: Springer, 428 p.
- 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-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**: 875-878.
- Clift, P.D., Carter, A., Nicholson, U., Masago, H. 2013. Zircon and apatite thermochronology of the Nankai Trough accretionary prism and trench, Japan: Sediment transport in an active and collisional margin setting. *Tectonics*, **32**:377-395
- Coimbra, K.T.O. 2015. Petrologia do plutão de Bom Jardim de Goiás (PBJG): implicação na evolução neoproterozoica da Província Tocantins. UFRN. Dissertação de Mestrado, 87 p.
- Correia, C.T., Sinigoi, S., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Tassinari, C.C.G., Giovanardi, T. 2012. The growth of large mafic intrusions: comparing Niquelândia and Ivrea igneous complexes. *Lithos*, **125**:167-182
- CPRM. Em elaboração. Relatório Final do Projeto Oeste de Goiás, Goiânia.
- CPRM. <http://www.cprm.gov.br/aero/aero.htm>. Acesso em 05 de janeiro de 2019.
- Curto, J.B., Vidotti, R.M., Fuck, R.A., Blakely, R.J., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**:1-19
- Dantas, E.L., Jost, H., Fuck, R.A., Brod, J.A., Pimentel, M.M., Meneses, P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:329-334.
- Dantas, E.L., Araújo Filho, J.O., Oliveira, C.G., Chiarini, M.F.N., Fuck, R.A., De Sordi, D.A., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) – Carta Geológica. Relatório final da Folha SD.22-X-D-I – Porangatu, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM.
- Dardenne, M.A. 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais, v.1, pp. 597-610

- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.R., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C., Perrotta, M.M., Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (editores). *Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM, pp. 227-334
- Della Giustina, M.E.S. 2010. Geocronologia e significado tectônico de rochas máficas de alto grau metamórfico da Faixa Brasília. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, p. 204.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **291**:193-196.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**:249-252.
- Dickin, A. P. 2005. Radiogenic Isotope Geology (2nd Ed.). New York: Cambridge University Press, 492 p.
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. 2009. Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *Geology*. **37**: 503-506.
- Dilek, Y., Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**:93-100
- Falci, A., Caxito, F.A., Seer, H.J., Valeriano, C.M., Dias, P.H.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. *Precambrian Research*, **306**:209-219
- Faria, A., Fuck, R.A., Veloso, J.A.V., Hirson, J.R., Marini, O.J., Andrade, G.F., Fonseca, M.R.C.B. 1975. Projeto Piranhas. Convênio DNPM/FUB, Brasília, v.1, 143 p. (Relatório final, inédito).
- Ferreira Filho, C.F., Kamo, S., Fuck, R.A., Krogh, T., Naldrett, A.J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic-ultramafic complex, Brazil. *Precambrian Research*, **68**:241-255
- Ferreira, M.A.C.M., Chemale Jr., F., Dias, A.N.C., Campos, J.E.G. 2018. Proterozoic intracontinental basin succession in the western margin of the São Francisco Craton: Constraints from detrital zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **81**:165-176
- Fischel, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**(3):445-460 .
- Fonseca, M.A., Dardenne, M.A., Uhlein, A. 1995. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):267-278

- Frasca, A.A.S. 2015. Amálgameas do W-Gondwana na Província Tocantins. UnB, Tese de Doutorado, 172 p.
- Fuck, R.A., Sá, E.F.J., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Soares, A.C.P. 1993. As Faixas de dobramentos marginaes do cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Domingues, J.M.L., Misi, A. (editores), *O Cráton do São Francisco*, pp. 161-185
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, pp. 215-216.
- Fuck R.A., Dantas, E.L., De Sordi, D.A., Chiarini, M.F.N., Oliveira, C.G., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-ZA- III Santa Terezinha, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM.
- Fuck, R.A., Neve, B.B.B., Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**:108-126
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Botelho, N.F., Armstrong, R., Laux, J.H., Junges, S.L., Soares, J.E., Praxedes, I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-forming and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinente reconstruction. *Precambrian Research*, **244**:53-74.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L. 2017. The Northern Brasília Belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmin, F.F. (editores). *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic genealogy of a miniature Continent*, pp.: 205-220
- Gezatt, J.N. 2011. Proveniência de rochas sedimentares detríticas do gráben de Piranhas e comparação com a Formação Vila Maria do Siluriano da Bacia do Paraná. Trabalho de Conclusão de Curso, Porto Alegre, UFRGS, p. 63.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the university of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72(2)**:219-245
- Greenwood, N.N., Earnshaw, A. 1998. Chemistry of the Elements (2nd ed). Oxford: Butterworth-Heinemann, 1341 p.
- Guimarães, S.B., Moura, M.A., Dantas, E.L. 2012. Petrology and geochronology of the Bom Jardim de Goiás copper deposit (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **42** (4):841-862
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, **23**:1122-1135

- Ianhez, A.C., Pitthan, J.H.L., Simões, M.A., Del'Arco, J.O., Trindade, C.A.H., Luz, D.S., Fernandes, C.A.C., Tassinari, C.C.G. 1983. Geologia da Folha Goiânia – SE.22. Projeto RADAM, 768 p.
- Ianhez, A.C., Simões, M.A., Luz, D.S. 1984. Grupos Dois Irmãos e Amarinópolis – duas novas sequências vulcano-sedimentares no sudoeste de Goiás. In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1984, p. 2577-2589.
- 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
- Johansson, A. 2014.. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, **244**:226-235
- Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, I.A. 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **47**:201-212
- Junges, S.L.; Pimentel, M.M.; Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117(1-2)**:101-108
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Laux, J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Short Papers, pp.198-201
- Junqueira-Brod,T.C., Roig,H.L., Gaspar,J., Brod, J.A., Meneses,P.R. 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo Kamafugtico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**:559-566.
- Klein, P.B.W. 2008. Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognssicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri – Catalão (GO). Tese de doutorado, Universidade de Brasília, p. 183
- Korsch, R.J., Adams, C.J., Black, L.P., Foster, D.A., Fraser, G.L., Murray, C.G., Foudoulis, C., Griffin, W.L. 2009. Geochronology and provenance of the Late Paleozoic accretionary wedge and Gympie Terrane, New England Orogen, eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **56**:655-685
- Lacerda Filho, J.V., Rezende, A., Silva, A. 1999. Geologia e recursos minerais do estado de Goiás e Distrito Federal – escala 1:500.000. Goiânia, CPRM/METAGO/UnB, p. 200
- Lacerda Filho, J.V., Frasca, A.A.S. 2008. Compartimento Geotectônica. In: Moreira, M.L.O., Moreton, L.C., Araújo, V.A., Lacerda Filho, J.V., Costa, H.F. *Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal. Texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal – escala 1:500.000*. Goiânia, p. 143

- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Armele, A., Nilson, A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás magmatic arc in the Anicuns region, Goiás, central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599-614
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R., Junges, S.L. 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:183-198
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Gioia, S.M.C.L., Ferreira, V.P. 2010. The Anicuns-Itaberaí volcano-sedimentary sequence, Goiás magmatic arc: new geochemical and Nd-Sr isotopic data. *Geochimica Brasiliensis*, **24**:13-28
- Leng, W., Gurnis, M. 2011. Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**(12), doi:10.1029/2011GC003877
- Leng, W., Gurnis, M. 2015. Subduction initiation at relic arcs. *Geophysical Research Letters*, **42**:7014-7021
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179-210
- Limonta, M., Garzanti, E., Resentini, A., Andrò, S., Boni, M., Bechstädt, T. 2015. Multicyclic sediment transfer along and across convergent plate boundaries (Barbados, Lesser Antilles). *Basin Research*, **27**:696-713
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot e.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Faria, A. 1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):304-324
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Loguercio, S.O.C., Ramalho, R. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (coordenadores). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, pp. 251-303
- Marini, O.J. Botelho, N.F. 1986. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(1):119-131.
- Marques, G. C. 2017. Evolução tectônica e metalogenética no contexto do depósito aurífero de Fazenda Nova, Arco Magmático de Arenópolis, Goiás. Tese de doutorado, UnB, p. 182

- Marsaglia, K. 2012. Sedimentation at plate boundaries in transition. In: Busby, C., Azor, R. (editors), *Tectonics of Sedimentary Basins, Recent Advances*, Blackwell Publishing, p. 291-309
- Martins, F.R., Carneiro, J.S.M., Silva, E.R., Meneghini, P.F.V., Santos, D.R.V., Gollman, K., Lacerda Filho, J.V., Silva, J.O. 2018. Interpretação geofísica-geológica dos lineamentos estruturais do Arco Magmático de Goiás (Arenópolis), Brasil Central. In: Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro-RJ, p.1041.
- Moreira, M.L.O., Moreton, L.C., Araújo, V.A., Lacerda Filho, J.V., Costa, H.F. (Org.). 2008. Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. CPRM/SIC – FUNMINERAL.
- Nascimento, E.L.C. 2018. Geologia, geoquímica e mineralogia do Complexo Carbonatítico Morro Preto-GO. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 204 p.
- Navarro, G.R.B., Zanardo, A., Conceição, F.T., Angeli, N. 2014. Intrusão alcalina de Morro Preto (GO): geologia, petrografia e geoquímica. *Geociências*, **33(1)**:39-60
- Oliveira C.G., Oliveira, F.B., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Almeida, T. 2006. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica-escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I – Campinorte. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil
- Pena, G.S., Figueiredo, A.J.A. 1972. Projeto Alcalinas, Relatório Final. CPRM, p. 143
- Pena, G.S., Pereira, A.D.C., Puget, A.J.F., Araújo, A.G., Takahashi, A.T., Couto, E.A., Souza, E.P., Rosito, J., Oguino, K., Lima Filho, L.R., Ferreira Neto, M.H., Andrade, R.S., Araújo, V.A. 1975. Projeto Goiânia II. Relatório Final, CPRM, 299 p.
- Pimentel, M.M. 1985. A Sequência Vulcano-sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Universidade de Brasília, dissertação de Mestrado, 188 p.
- Pimentel, M.M. 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozoico em gnaisses do oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(3)**:262-268
- Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46(Suppl.1)**:67-82
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Kawahista, K. 1985. Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **15(1)**:3-8
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1986. Geologia da Sequência Vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **16(2)**:221-223

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **17(1)**:2-14
- Pimentel, M.M., Heaman, L., Fuck, R.A. 1991. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4(4)**:295-305
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**:463-384
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: *Tectonic Evolution of South America*. Ed. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Rio de Janeiro, p. 195-229
- Pimentel, M.M., Hollanda, M.H.B.M., Armstrong, R. 2003. Shrimp U-Pb age and Sr-Nd isotopes of the Morro do Baú mafic intrusion: implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75(3)**:331-339
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R. 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**:139-160
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, **125**:245-273
- Rodrigues, J.B.; Gioia, S.M. C.L.; Pimentel, M.M. 1999. Geocronologia e Geoquímica de ortognaisses de Região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a Evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2):207-216
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London and New York: Routledge, 352 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3(4)**:453-488.
- Seer, H. J. 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano sedimentar de Bom Jardim de Goiás. UnB, Dissertação de Mestrado, 181 p.

- Silva, F.O. Geologia e Petrologia do extremo Noroeste do Complexo Máfico-Ultramáfico de Taquaral, GO. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, 171 p.
- Silva, M.F., Santos, D.R.V., Souza, J.O. 2018. Geologia e recursos minerais da folhas Nova Xavantina, SD.22-Y-B-IV e Placa Nativa, SD.22-Y-A-VI: estado de Mato Grosso. Escala 1:100.000. Goiânia, CPRM.
- Simões, L.S.A. 1984. Geologia do Grupo Araxá na região de Mossâmedes – Goiás, e as ocorrências minerais associadas. Dissertação de Mestrado, UnB, Brasília, p. 272.
- Steiger, R.H., Jager, E. 1977. Subcomission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, **36**:359-362.
- Stern, R.J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and planetary science letters*, **226**:275-292
- Strieder, A.J., Nilson, A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(2)**:204-215
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22(3)**:174-182.
- Teixeira, A.N., Poli, C.J. Barbosa, F.M., 1982, Contribuição à geologia e petrologia da região de São Domingos. *Revista Brasileira de Geociências*, **12(4)**:562–571.
- Thornburg, T.M., Kulm, .D. 1987. Sedimentation in the Chile Trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**:33-52
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formatoin of Gondwana from SE Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270
- Underwood, M.B., Moore, G.F. 1995. Trenches and trench-slope basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins*, Org. Busby, C.J., Ingersoll, R.V. Blackwell Science, p. 179-219
- Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Simões, L.S.A., Duarte, B.P., Roig, H.L., Heilbron, M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no Sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(4)**:221-234
- Viana, M.G., Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Fuck, R.A., Machado, N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(2)**:111-123

Whattam, S.A., Stern, R.J. 2011. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineral Petrology*, **162**:1031-1045

Winge, M. 1995. Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central. 140p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília.

Xie, X., Mann, P., Escalona, A. 2010. Regional provenance study of Eocene clastic sedimentary rocks within the South America–Caribbean plate boundary zone using detrital zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **291**:159-171

7 Anexos:

7.1 Anexos A: Tabelas de análise isotópica U-Pb de grãos detriticos de zircão:

Tabela 7-1 - Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-132.

Identifier	Th/U	Data for Wetherill plot						Ages						% U-Pb disc
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1σ %		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 1σ %		Rho		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 2σ abs		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 2σ abs		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 2σ abs		
090-ZR67	0.527	6.109	2.13	0.3722	1.16	0.54	1942	62	2040	40	1992	37	-5.06	
089-ZR66	0.234	5.129	1.83	0.3298	1.01	0.55	1845	53	1838	32	1841	31	0.39	
088-ZR65	0.258	5.584	1.51	0.3446	0.95	0.63	1919	40	1909	31	1914	26	0.52	
087-ZR64	0.872	3.333	1.57	0.2606	1.22	0.77	1483	35	1493	32	1489	24	-0.68	
086-ZR63	0.247	6.824	1.48	0.3828	1.08	0.73	2088	33	2089	38	2089	26	-0.04	
085-ZR62	0.282	5.418	1.23	0.3404	0.91	0.74	1887	26	1888	30	1888	21	-0.09	
084-ZR61	0.856	6.080	1.33	0.3578	0.99	0.74	2004	29	1972	34	1987	23	1.62	
080-ZR60	0.808	6.718	1.33	0.3932	0.97	0.73	2013	30	2138	35	2075	23	-6.18	
079-ZR59	0.519	4.726	1.30	0.2998	0.99	0.76	1869	27	1690	29	1772	22	9.57	
078-ZR58	0.480	6.128	1.27	0.3664	0.94	0.74	1975	27	2013	32	1994	22	-1.90	
077-ZR57	0.378	6.049	1.21	0.3645	0.96	0.80	1961	22	2004	33	1983	21	-2.15	
076-ZR56	0.245	5.514	1.23	0.3445	0.92	0.75	1897	26	1908	30	1903	21	-0.59	
075-ZR55	0.431	6.033	1.16	0.3618	0.83	0.71	1970	26	1991	28	1981	20	-1.04	
074-ZR54	0.301	5.881	1.17	0.3560	0.90	0.76	1953	23	1963	30	1958	20	-0.54	
073-ZR53	0.634	5.947	1.40	0.3523	1.05	0.75	1992	30	1945	35	1968	24	2.33	
070-ZR52	0.187	5.724	1.35	0.3453	0.93	0.68	1960	33	1912	31	1935	23	2.44	
067-ZR49	0.096	5.219	1.19	0.3454	0.89	0.75	1793	25	1912	29	1856	20	-6.68	
066-ZR48	0.493	6.170	1.26	0.3642	0.85	0.67	1998	30	2002	29	2000	22	-0.18	
065-ZR47	0.440	4.056	1.55	0.2854	1.11	0.72	1680	37	1619	32	1645	25	3.64	
064-ZR46	0.116	4.450	1.93	0.3025	1.00	0.52	1743	58	1704	30	1722	32	2.27	
060-ZR45	0.459	6.301	1.54	0.3723	0.98	0.64	1996	40	2040	34	2019	27	-2.20	
059-ZR44	0.182	7.594	1.45	0.4149	0.98	0.68	2134	35	2237	37	2184	26	-4.83	
058-ZR43	0.282	5.997	1.39	0.3667	1.03	0.74	1935	30	2014	36	1975	24	-4.07	
057-ZR42	0.300	9.732	1.40	0.4667	1.08	0.77	2360	28	2469	44	2410	26	-4.62	
056-ZR41	0.288	5.936	1.50	0.3548	1.16	0.77	1976	31	1957	39	1966	26	0.93	
055-ZR40	0.121	4.690	1.54	0.3198	1.25	0.81	1738	30	1789	39	1765	26	-2.94	
054-ZR39	0.241	20.568	2.67	0.5932	1.68	0.63	3194	64	3003	80	3118	51	5.99	
053-ZR38	0.028	4.436	1.80	0.3091	1.44	0.80	1698	37	1736	44	1719	30	-2.24	
050-ZR37	0.068	1.510	4.21	0.1543	2.98	0.71	956	118	925	51	934	51	3.26	
049-ZR36	0.198	5.991	1.86	0.3604	1.48	0.80	1964	38	1984	51	1975	32	-1.01	
048-ZR35	0.271	6.726	1.49	0.3891	1.18	0.79	2034	29	2119	43	2076	26	-4.16	
047-ZR34	0.532	7.363	1.45	0.4120	1.15	0.80	2093	28	2224	43	2156	26	-6.29	
046-ZR33	1.212	6.327	1.46	0.3661	1.14	0.78	2033	30	2011	39	2022	25	1.09	
045-ZR32	0.407	12.946	1.25	0.5138	1.03	0.83	2678	20	2673	45	2676	23	0.20	
044-ZR31	0.032	9.831	1.28	0.4517	1.07	0.84	2433	20	2403	43	2419	23	1.22	
040-ZR30	0.199	6.009	1.54	0.3545	1.24	0.80	1999	30	1956	42	1977	27	2.14	
039-ZR29	0.237	5.690	1.39	0.3557	1.08	0.78	1896	28	1962	37	1930	24	-3.49	
038-ZR28	0.697	7.313	1.83	0.3871	1.07	0.58	2190	50	2110	38	2150	32	3.65	
037-ZR27	0.911	6.056	1.36	0.3600	1.00	0.74	1986	30	1982	34	1984	24	0.17	
035-ZR25	0.465	5.155	1.24	0.3196	0.99	0.80	1910	23	1788	31	1845	21	6.41	
034-ZR24	0.129	5.234	1.31	0.3343	1.04	0.79	1857	26	1859	33	1858	22	-0.10	
033-ZR23	0.372	6.059	1.80	0.3548	1.27	0.71	2012	43	1957	43	1984	31	2.74	
030-ZR22	0.159	6.035	1.48	0.3650	1.12	0.76	1955	32	2006	39	1981	26	-2.59	
029-ZR21	0.389	10.659	1.58	0.4693	1.24	0.78	2505	31	2481	51	2494	29	0.95	
028-ZR20	0.373	6.837	1.35	0.3941	1.07	0.80	2040	25	2142	39	2091	24	-4.97	
027-ZR19	0.153	6.809	1.35	0.3934	1.11	0.82	2036	24	2139	40	2087	24	-5.05	
026-ZR18	0.389	6.183	1.07	0.3745	0.87	0.81	1952	18	2051	31	2002	19	-5.06	
025-ZR17	0.454	6.356	1.27	0.3759	1.09	0.86	1995	19	2057	38	2026	22	-3.13	
020-ZR15	0.218	4.866	1.13	0.3184	0.80	0.70	1813	26	1782	25	1796	19	1.70	
019-ZR14	0.555	6.363	1.15	0.3787	0.87	0.76	1983	23	2070	31	2027	20	-4.38	
018-ZR13	0.758	5.995	1.09	0.3628	0.84	0.77	1954	21	1995	29	1975	19	-2.12	
017-ZR12	0.272	5.470	1.06	0.3499	0.86	0.81	1854	18	1934	29	1896	18	-4.33	
016-ZR11	0.491	13.278	1.30	0.5156	1.03	0.79	2714	23	2681	45	2700	24	1.22	
015-ZR10	0.348	13.415	1.10	0.5241	0.85	0.78	2704	19	2716	38	2709	21	-0.46	
014-ZR9	0.185	5.793	1.26	0.3464	0.99	0.79	1975	24	1917	33	1945	22	2.94	
013-ZR8	0.466	14.099	1.22	0.5277	0.98	0.81	2775	20	2732	44	2756	23	1.55	
010-ZR7	0.239	6.122	1.63	0.3625	1.36	0.84	1993	29	1994	47	1993	28	-0.07	
009-ZR6	0.445	5.722	1.28	0.3460	0.98	0.77	1955	26	1915	33	1935	22	2.05	
008-ZR5	0.375	5.742	1.16	0.3532	0.78	0.67	1925	28	1950	26	1938	20	-1.29	
007-ZR4	0.740	15.155	1.26	0.5636	1.11	0.88	2785	15	2881	51	2825	24	-3.46	
006-ZR3	0.286	5.800	1.14	0.3509	0.99	0.87	1954	15	1939	33	1946	20	0.76	
005-ZR2	0.296	5.435	0.88	0.3505	0.72	0.82	1840	12	1937	24	1890	15	-5.29	
004-ZR1	0.271	8.399	0.99	0.4326	0.82	0.83	2237	14	2317	32	2275	18	-3.58	
083-91500	0.225	1.813	3.46	0.1730	2.47	0.71	1095	94	1029	47	1050	45	6.08	
043-91500	0.216	1.833	2.22	0.1763	1.67	0.75	1079	56	1046	32	1057	29	3.03	
023-91500	0.223	1.834	2.25	0.1769	1.49	0.66	1074	65	1050	29	1058	29	2.19	
003-91500	0.217	1.812	1.72	0.1724	1.30	0.75	1101	43	1025	25	1050	22	6.98	
069-ZR51	0.088	7.803	1.81	0.3454	1.39	0.77	2496	37	1912	46	2209	32	23.38	
068-ZR50	0.362	4.705	1.56	0.2964	1.16	0.74	1882	35	1674	34	1768	26	11.06	
036-ZR26	0.063	3.524	1.71	0.2473	1.50	0.88	1685	27	1425	38	1533	27	15.46	
024-ZR16	0.301	2.951	1.72	0.2206	1.47	0.86	1568	30	1285	34	1395	26	18.04	
063-91500	0.230	1.829	5.08	0.1678	3.89	0.77	1173	126	1000	72	1056	66	14.79	

Tabela 7-2 - Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-144.

JJ-R-144														
Identifier	Th/U	Data for Wetherill plot					Ages						% U-Pb disc	Idade Preferida
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs		
091-ZR73	0.075	1.281	1.08	0.1351	0.75	0.70	891	28	817	12	837	12	8.30	817
035-ZR29	0.010	1.284	2.23	0.1384	1.55	0.70	846	64	836	24	839	25	1.19	836
017-ZR13	0.030	1.432	1.17	0.1466	0.80	0.68	953	31	882	13	902	14	7.49	882
093-ZR75	0.504	1.826	1.44	0.1765	0.84	0.59	1070	44	1048	16	1055	19	2.08	1070
077-ZR61	0.145	2.038	0.96	0.1865	0.69	0.72	1179	22	1102	14	1128	13	6.51	1179
073-ZR59	0.463	2.170	0.99	0.1936	0.68	0.69	1228	24	1141	14	1171	14	7.11	1228
023-ZR19	0.582	2.153	1.17	0.1975	0.69	0.59	1173	34	1162	15	1166	16	0.94	1173
029-ZR23	0.394	2.219	1.15	0.1979	0.81	0.70	1229	29	1164	17	1187	16	5.28	1229
004-ZR2	0.305	2.232	0.94	0.1991	0.70	0.75	1229	19	1171	15	1191	13	4.75	1229
018-ZR14	0.356	2.235	1.31	0.2003	0.97	0.74	1220	32	1177	21	1192	18	3.48	1220
122-ZR100	0.559	2.202	0.93	0.2012	0.63	0.68	1181	23	1182	14	1182	13	-0.06	1181
048-ZR40	0.499	2.205	0.97	0.2012	0.65	0.66	1184	25	1182	14	1183	14	0.17	1184
021-ZR17	0.458	2.243	0.99	0.2015	0.60	0.60	1215	27	1183	13	1195	14	2.57	1215
043-ZR35	0.473	2.243	0.86	0.2027	0.64	0.75	1204	17	1190	14	1195	12	1.17	1204
015-ZR11	0.391	2.262	1.05	0.2030	0.81	0.77	1217	22	1192	18	1201	15	2.08	1217
083-ZR67	0.200	2.225	0.85	0.2032	0.61	0.72	1182	18	1192	13	1189	12	-0.85	1182
031-ZR25	0.402	2.262	0.93	0.2037	0.64	0.69	1210	22	1195	14	1201	13	1.22	1210
081-ZR65	0.274	2.285	0.89	0.2040	0.68	0.76	1228	17	1197	15	1208	13	2.52	1228
022-ZR18	0.188	2.239	1.11	0.2043	0.68	0.62	1184	31	1199	15	1193	16	-1.23	1184
056-ZR46	0.219	2.263	0.79	0.2047	0.55	0.70	1201	17	1201	12	1201	11	0.05	1201
119-ZR97	0.135	2.416	2.59	0.2061	2.20	0.85	1315	50	1208	48	1247	37	8.16	1315
106-ZR86	0.492	2.317	1.01	0.2066	0.69	0.69	1229	25	1210	15	1217	14	1.54	1229
047-ZR39	0.298	2.300	0.86	0.2095	0.63	0.73	1187	18	1226	14	1212	12	-3.26	1187
121-ZR99	0.283	2.333	0.94	0.2110	0.67	0.71	1201	22	1234	15	1222	13	-2.74	1201
034-ZR28	0.425	2.360	1.11	0.2128	0.91	0.82	1207	20	1244	21	1230	16	-3.07	1207
069-ZR55	0.100	2.566	1.19	0.2152	1.06	0.89	1350	16	1256	24	1291	17	6.92	1350
059-ZR49	0.324	2.389	0.96	0.2172	0.63	0.66	1191	25	1267	14	1239	14	-6.36	1191
072-ZR58	0.664	3.340	1.30	0.2489	0.81	0.62	1573	35	1433	21	1490	20	8.91	1573
041-ZR33	0.753	3.294	1.08	0.2521	0.84	0.77	1523	22	1449	22	1480	17	4.87	1523
055-ZR45	0.188	3.294	0.77	0.2565	0.53	0.69	1491	16	1472	14	1480	12	1.24	1491
074-ZR60	0.188	3.441	1.00	0.2578	0.63	0.64	1563	25	1479	17	1514	16	5.41	1563
105-ZR85	0.388	3.427	0.86	0.2583	0.61	0.71	1552	18	1481	16	1511	13	4.61	1552
086-ZR70	0.473	3.340	1.04	0.2607	0.66	0.64	1486	27	1493	18	1490	16	-0.49	1486
090-ZR72	0.523	3.479	1.24	0.2622	0.86	0.69	1552	31	1501	23	1523	20	3.29	1552
058-ZR48	0.126	3.369	0.89	0.2623	0.57	0.64	1491	22	1501	15	1497	14	-0.69	1491
080-ZR64	0.439	3.519	1.24	0.2648	0.92	0.74	1555	28	1515	25	1531	20	2.59	1555
052-ZR42	0.437	3.490	0.85	0.2663	0.63	0.74	1529	16	1522	17	1525	13	0.46	1529
103-ZR83	0.488	3.876	1.32	0.2704	1.00	0.76	1696	29	1543	28	1609	21	9.03	1696
044-ZR36	0.398	3.624	0.86	0.2735	0.66	0.77	1550	15	1559	18	1555	14	-0.57	1550
110-ZR90	0.308	3.653	1.12	0.2762	0.70	0.63	1546	30	1572	20	1561	18	-1.65	1546
057-ZR47	0.484	3.764	0.82	0.2806	0.54	0.66	1572	18	1594	15	1585	13	-1.40	1572
060-ZR50	0.232	3.816	0.90	0.2854	0.50	0.55	1567	24	1618	14	1596	14	-3.31	1567
079-ZR63	0.375	4.603	1.02	0.3013	0.73	0.71	1813	22	1698	22	1750	17	6.35	1813
033-ZR27	0.284	4.555	1.03	0.3030	0.66	0.64	1783	25	1706	20	1741	17	4.31	1783
036-ZR30	0.490	4.701	1.11	0.3091	0.81	0.72	1804	24	1736	24	1767	19	3.78	1804
071-ZR57	0.721	4.726	0.88	0.3091	0.60	0.68	1814	19	1736	18	1772	15	4.29	1814
019-ZR15	0.610	4.635	1.00	0.3111	0.77	0.77	1767	19	1746	24	1756	17	1.17	1767
009-ZR7	0.387	4.795	0.85	0.3133	0.61	0.71	1816	17	1757	19	1784	14	3.24	1816
095-ZR77	0.476	4.841	1.26	0.3161	1.08	0.85	1817	20	1771	33	1792	21	2.55	1817
118-ZR96	0.428	4.698	1.01	0.3182	0.76	0.76	1750	20	1781	24	1767	17	-1.75	1750
116-ZR94	0.511	4.878	1.08	0.3208	0.76	0.70	1804	24	1794	24	1798	18	0.57	1804
010-ZR8	0.158	5.267	0.95	0.3219	0.74	0.78	1936	16	1799	23	1863	16	7.10	1936
085-ZR69	0.281	5.278	0.90	0.3236	0.58	0.65	1931	21	1807	18	1865	15	6.40	1931
008-ZR6	0.381	5.039	0.89	0.3244	0.61	0.68	1843	19	1811	19	1826	15	1.70	1843
028-ZR22	0.358	5.303	1.04	0.3245	0.69	0.67	1934	24	1811	22	1869	18	6.35	1934
092-ZR74	1.027	5.008	0.94	0.3257	0.62	0.66	1824	22	1817	20	1821	16	0.37	1824
102-ZR82	0.708	5.668	0.94	0.3309	0.72	0.77	2018	17	1843	23	1926	16	8.66	2018
053-ZR43	0.326	4.985	0.93	0.3333	0.73	0.79	1774	16	1855	23	1817	16	-4.56	1774
104-ZR84	0.473	5.344	1.12	0.3360	0.86	0.77	1885	22	1867	28	1876	19	0.94	1885
005-ZR3	0.287	5.867	0.98	0.3371	0.67	0.68	2046	21	1873	22	1956	17	8.45	2046
016-ZR12	0.664	5.704	0.87	0.3403	0.64	0.73	1979	16	1888	21	1932	15	4.58	1979
078-ZR62	0.239	5.939	0.85	0.3411	0.59	0.70	2047	17	1892	19	1967	15	7.54	2047
067-ZR53	0.591	5.876	0.74	0.3482	0.46	0.63	1991	16	1926	15	1958	13	3.29	1991
097-ZR79	0.398	5.867	1.06	0.3513	0.75	0.70	1973	23	1941	25	1956	18	1.64	1973
024-ZR20	0.263	6.301	1.34	0.3526	0.79	0.59	2092	35	1947	26	2019	23	6.94	2092
084-ZR68	0.920	6.268	0.82	0.3541	0.55	0.67	2076	17	1954	18	2014	14	5.85	2076
089-ZR71	0.313	5.947	1.16	0.3558	0.96	0.82	1974	20	1962	32	1968	20	0.60	1974
020-ZR16	0.263	6.662	1.50	0.3628	1.09	0.73	2140	33	1995	37	2068	26	6.77	2140
032-ZR26	0.196	6.664	1.02	0.3634	0.73	0.72	2138	21	1998	25	2068	18	6.55	2138
082-ZR66	0.468	6.494	0.82	0.3643	0.57	0.70	2088	16	2003	20	2045	14	4.09	2088
115-ZR93	0.220	6.485	1.18	0.3687	0.88	0.75	2065	24	2023	31	2044	21	2.02	2065
054-ZR44	0.495	6.514	0.86	0.3696	0.65	0.75	2068	15	2028	23	2048	15	1.96	2068
096-ZR78	0.381	6.852	1.47	0.3700	1.06	0.72	2155	33	2029	37	2092	26	5.85	2155
046-ZR38	0.420	6.661	2.56	0.3715	1.60	0.63	2098	68	2036	56	2068	45	2.95	2098

Continuação.

JJ-R-144														
Identifíer	Th/U	Data for Wetherill plot					Ages						% U-Pb disc	Idade Preferida
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs		
070-ZR56	0.312	6.787	1.00	0.3719	0.74	0.74	2129	19	2038	26	2084	18	4.26	2129
006-ZR4	0.262	7.138	1.14	0.3733	0.85	0.75	2211	23	2045	30	2129	20	7.52	2211
098-ZR80	0.601	6.897	1.35	0.3781	0.99	0.74	2129	29	2068	35	2098	24	2.86	2129
042-ZR34	0.412	7.050	1.25	0.3795	0.91	0.73	2161	27	2074	32	2118	22	4.02	2161
065-ZR51	0.278	6.900	1.20	0.3796	0.87	0.73	2122	26	2075	31	2099	21	2.24	2122
109-ZR89	0.257	6.855	1.60	0.3808	1.03	0.64	2105	41	2080	37	2093	28	1.21	2105
066-ZR52	0.267	7.140	1.15	0.3820	0.84	0.73	2171	24	2086	30	2129	20	3.93	2171
045-ZR37	0.186	7.196	1.15	0.3866	0.85	0.73	2164	24	2107	30	2136	20	2.62	2164
120-ZR98	0.205	7.082	1.04	0.3880	0.80	0.76	2130	20	2114	29	2122	18	0.75	2130
051-ZR41	0.695	7.686	1.18	0.4088	0.87	0.73	2181	25	2210	32	2195	21	-1.29	2181
117-ZR95	0.258	7.531	0.88	0.4090	0.55	0.62	2145	20	2211	21	2177	16	-3.07	2145
094-ZR76	0.269	9.295	1.12	0.4247	0.80	0.71	2442	23	2282	31	2367	21	6.55	2442
027-ZR21	0.438	10.852	1.34	0.4588	0.86	0.64	2573	32	2434	35	2510	25	5.39	2573
003-ZR1	0.265	11.306	1.18	0.4739	0.85	0.72	2587	24	2501	35	2549	22	3.34	2587
107-ZR87	0.474	11.281	1.21	0.4789	0.77	0.63	2566	29	2523	32	2547	22	1.68	2566
011-ZR9	0.638	11.912	0.92	0.4822	0.68	0.74	2645	16	2537	29	2598	17	4.10	2645
108-ZR88	0.661	3.063	1.58	0.2354	1.08	0.69	1515	41	1363	27	1424	24	10.05	
012-ZR10	0.451	3.320	2.80	0.2454	2.68	0.96	1589	27	1415	68	1486	43	10.96	
039-ZR31	0.214	3.306	1.13	0.2447	0.94	0.83	1587	19	1411	24	1483	18	11.07	
113-ZR91	0.231	5.761	1.39	0.3282	1.04	0.75	2061	30	1830	33	1941	24	11.23	
101-ZR81	0.450	9.597	0.94	0.4158	0.71	0.75	2532	17	2242	27	2397	17	11.46	
068-ZR54	0.015	4.541	1.42	0.2899	1.03	0.73	1858	32	1641	30	1738	23	11.65	
007-ZR5	0.325	2.095	1.16	0.1820	0.79	0.68	1281	30	1078	16	1147	16	15.85	
114-ZR92	0.481	2.013	3.78	0.1768	2.85	0.75	1258	94	1050	55	1120	51	16.57	
040-ZR32	0.434	3.299	1.07	0.2355	0.83	0.78	1654	21	1363	20	1481	17	17.58	
030-ZR24	0.247	1.226	3.54	0.1262	2.14	0.61	942	112	766	31	812	39	18.69	

Tabela 7-3 – Resultado de análise geocronológica U-Pb em grãos de zircão da amostra JJ-R-034.

JJ-R-034														
Identifier	Th/U	Data for Wetherill plot					Ages					% U-Pb disc	Idade Preferida	
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			2 σ abs
113-ZR93	0.343	1.699	1.24	0.1659	0.78	0.63	1049	36	990	14	1008	16	5.67	990
107-ZR89	0.407	1.719	1.08	0.1696	0.69	0.64	1028	30	1010	13	1016	14	1.74	1028
115-ZR95	0.492	1.760	1.32	0.1744	0.96	0.72	1019	34	1036	18	1031	17	-1.70	1019
066-ZR54	0.349	1.790	0.95	0.1768	0.74	0.78	1026	19	1049	14	1042	12	-2.23	1026
056-ZR46	0.344	1.803	0.99	0.1773	0.68	0.69	1035	25	1052	13	1047	13	-1.68	1035
008-ZR6	0.322	1.878	1.28	0.1800	1.01	0.78	1086	28	1067	20	1073	17	1.79	1086
047-ZR39	0.373	2.130	1.22	0.1950	0.95	0.78	1178	27	1148	20	1159	17	2.49	1178
112-ZR92	0.373	2.244	0.94	0.2031	0.70	0.75	1201	20	1192	15	1195	13	0.73	1201
057-ZR47	0.296	2.332	0.90	0.2099	0.67	0.74	1211	19	1228	15	1222	13	-1.42	1211
011-ZR9	0.237	2.773	1.08	0.2303	0.77	0.71	1368	25	1336	19	1348	16	2.29	1368
119-ZR99	0.172	2.836	0.90	0.2357	0.65	0.72	1366	19	1364	16	1365	14	0.17	1366
118-ZR98	0.416	2.990	1.20	0.2516	0.74	0.61	1342	33	1447	19	1405	18	-7.76	1342
099-ZR81	0.768	4.580	1.30	0.3067	0.81	0.62	1771	34	1724	24	1746	22	2.61	1771
021-ZR17	0.490	4.738	1.00	0.3074	0.83	0.82	1828	16	1728	25	1774	17	5.47	1828
019-ZR15	0.362	5.091	0.81	0.3141	0.60	0.74	1919	14	1761	19	1835	14	8.28	1919
091-ZR75	0.965	5.224	0.94	0.3320	0.73	0.77	1866	17	1848	23	1857	16	0.97	1866
092-ZR76	0.539	5.268	0.88	0.3344	0.61	0.69	1868	18	1860	20	1864	15	0.43	1868
012-ZR10	1.041	5.711	2.35	0.3435	1.63	0.69	1964	59	1904	53	1933	40	3.09	1964
083-ZR69	0.790	6.062	1.07	0.3465	0.78	0.73	2055	22	1918	26	1985	19	6.66	2055
005-ZR3	0.459	5.725	0.93	0.3478	0.60	0.65	1947	22	1924	20	1935	16	1.17	1947
034-ZR28	0.205	6.064	0.96	0.3481	0.69	0.72	2047	20	1926	23	1985	17	5.96	2047
039-ZR31	0.349	5.573	0.90	0.3482	0.57	0.64	1896	21	1926	19	1912	15	-1.56	1896
018-ZR14	0.111	5.993	1.08	0.3487	0.95	0.87	2023	13	1929	32	1975	19	4.69	2023
045-ZR37	0.357	5.838	1.10	0.3489	0.73	0.66	1976	26	1929	24	1952	19	2.36	1976
017-ZR13	0.203	6.098	1.01	0.3497	0.84	0.83	2049	15	1933	28	1990	18	5.67	2049
052-ZR42	0.126	6.013	1.57	0.3508	1.34	0.85	2019	26	1939	45	1978	27	3.98	2019
035-ZR29	0.327	6.268	1.09	0.3523	0.71	0.65	2085	26	1946	24	2014	19	6.66	2085
007-ZR5	0.505	5.998	0.89	0.3548	0.71	0.79	1994	14	1958	24	1976	15	1.85	1994
036-ZR30	0.770	5.969	1.00	0.3551	0.65	0.65	1984	24	1959	22	1971	17	1.30	1984
087-ZR71	0.678	6.288	1.07	0.3553	0.77	0.72	2076	23	1960	26	2017	19	5.57	2076
090-ZR74	0.624	6.198	1.33	0.3558	0.95	0.72	2048	30	1962	32	2004	23	4.17	2048
080-ZR66	0.644	6.410	0.98	0.3595	0.69	0.70	2088	21	1980	23	2034	17	5.19	2088
028-ZR22	0.517	6.426	0.93	0.3600	0.70	0.75	2090	17	1982	24	2036	16	5.17	2090
048-ZR40	0.350	6.269	1.16	0.3604	0.76	0.66	2045	28	1984	26	2014	20	2.99	2045
016-ZR12	0.483	6.046	1.05	0.3607	0.83	0.79	1979	18	1985	28	1982	18	-0.32	1979
089-ZR73	0.593	6.321	0.84	0.3623	0.61	0.74	2050	15	1993	21	2021	15	2.80	2050
116-ZR96	0.415	6.015	0.88	0.3632	0.71	0.81	1958	13	1997	24	1978	15	-2.01	1958
088-ZR72	0.311	6.497	0.95	0.3644	0.72	0.76	2089	17	2003	25	2045	17	4.11	2089
103-ZR85	0.454	5.749	0.88	0.3651	0.71	0.81	1867	13	2006	25	1939	15	-7.47	1867
043-ZR35	0.468	6.463	1.48	0.3657	0.70	0.48	2073	43	2009	24	2041	26	3.07	2073
075-ZR61	0.304	6.388	1.04	0.3670	0.75	0.72	2046	22	2015	26	2031	18	1.50	2046
060-ZR50	0.690	6.232	1.23	0.3679	0.90	0.74	1998	26	2020	31	2009	21	-1.10	1998
055-ZR45	0.272	6.559	0.94	0.3680	0.69	0.73	2088	19	2020	24	2054	17	3.24	2088
003-ZR1	0.412	6.376	0.99	0.3698	0.68	0.69	2030	22	2028	24	2029	17	0.06	2030
053-ZR43	0.332	6.412	1.27	0.3698	0.88	0.70	2039	29	2029	31	2034	22	0.52	2039
046-ZR38	0.481	6.393	0.95	0.3704	0.68	0.71	2031	20	2031	24	2031	17	-0.02	2031
108-ZR90	0.337	6.478	1.11	0.3706	0.78	0.70	2054	25	2032	27	2043	19	1.04	2054
068-ZR56	0.252	6.386	0.81	0.3707	0.61	0.75	2028	14	2033	21	2030	14	-0.23	2028
070-ZR58	0.256	6.402	0.86	0.3726	0.58	0.67	2023	18	2042	20	2033	15	-0.90	2023
064-ZR52	0.757	6.408	1.09	0.3728	0.72	0.66	2024	26	2043	25	2033	19	-0.94	2024
010-ZR8	0.429	6.584	0.95	0.3729	0.72	0.75	2071	18	2043	25	2057	17	1.35	2071
069-ZR57	0.525	6.603	1.00	0.3735	0.78	0.78	2074	18	2046	27	2060	18	1.35	2074
009-ZR7	0.510	6.677	0.99	0.3764	0.80	0.81	2080	15	2059	28	2070	17	0.99	2080
114-ZR94	0.352	6.800	0.89	0.3764	0.66	0.75	2112	16	2060	23	2086	16	2.47	2112
095-ZR79	0.653	6.760	1.06	0.3785	0.73	0.69	2091	24	2069	26	2081	19	1.05	2091
015-ZR11	0.232	6.687	0.95	0.3793	0.74	0.77	2069	17	2073	26	2071	17	-0.21	2069
077-ZR63	0.572	6.735	1.03	0.3795	0.81	0.78	2081	19	2074	29	2077	18	0.33	2081
065-ZR53	0.251	6.683	0.94	0.3799	0.73	0.78	2065	16	2076	26	2070	17	-0.54	2065
079-ZR65	0.286	7.327	0.99	0.3820	0.74	0.75	2216	19	2085	26	2152	18	5.91	2216
067-ZR55	0.299	6.594	0.84	0.3820	0.59	0.71	2031	16	2086	21	2059	15	-2.67	2031
105-ZR87	0.423	6.837	0.84	0.3823	0.59	0.70	2094	17	2087	21	2091	15	0.32	2094
101-ZR83	0.617	6.475	1.04	0.3843	0.84	0.80	1988	18	2096	30	2042	18	-5.42	1988
042-ZR34	0.365	7.140	0.94	0.3852	0.72	0.76	2156	17	2101	26	2129	17	2.59	2156
031-ZR25	0.631	7.213	0.85	0.3872	0.66	0.78	2165	14	2110	24	2138	15	2.55	2165
104-ZR86	0.274	6.774	1.06	0.3905	0.91	0.86	2040	13	2125	33	2082	19	-4.15	2040
054-ZR44	0.205	7.202	0.94	0.3910	0.68	0.72	2145	19	2128	24	2137	17	0.83	2145
063-ZR51	0.580	7.328	0.97	0.3965	0.71	0.74	2152	19	2153	26	2152	17	-0.05	2152

Continuação.

JJ-R-034														
Identifier	Th/U	Data for Wetherill plot					Ages						% U-Pb disc	Idade Preferida
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ abs		
058-ZR48	0.290	7.151	0.86	0.4001	0.60	0.69	2093	17	2170	22	2130	15	-3.67	2093
071-ZR59	0.309	7.472	1.09	0.4012	0.75	0.69	2165	24	2175	27	2170	19	-0.46	2165
111-ZR91	0.397	8.059	1.14	0.4158	0.80	0.70	2234	25	2241	30	2238	21	-0.32	2234
023-ZR19	0.705	9.369	1.05	0.4224	0.73	0.69	2465	22	2271	28	2375	19	7.84	2465
078-ZR64	0.308	9.692	0.79	0.4408	0.53	0.67	2450	15	2354	21	2406	15	3.92	2450
102-ZR84	0.488	9.747	1.04	0.4408	0.80	0.76	2459	19	2354	31	2411	19	4.27	2459
024-ZR20	0.444	9.495	1.04	0.4411	0.79	0.76	2414	19	2356	31	2387	19	2.41	2414
117-ZR97	0.224	9.414	0.82	0.4450	0.63	0.76	2384	13	2373	25	2379	15	0.47	2384
040-ZR32	0.728	10.021	0.90	0.4509	0.61	0.68	2468	18	2399	25	2437	17	2.78	2468
072-ZR60	0.537	11.126	1.03	0.4634	0.71	0.69	2598	21	2454	29	2534	19	5.52	2598
084-ZR70	0.440	13.017	1.09	0.4829	0.76	0.70	2789	22	2540	32	2681	21	8.93	2789
076-ZR62	0.808	12.073	1.16	0.4874	0.83	0.72	2650	24	2559	35	2610	22	3.41	2650
094-ZR78	0.684	12.878	0.95	0.5027	0.62	0.66	2705	20	2625	27	2671	18	2.95	2705
044-ZR36	0.634	15.353	1.53	0.5339	0.69	0.45	2894	42	2758	31	2837	29	4.72	2894
081-ZR67	0.373	16.245	0.97	0.5415	0.74	0.77	2963	16	2790	33	2891	18	5.85	2963
030-ZR24	0.468	18.087	0.83	0.5620	0.62	0.75	3075	13	2875	29	2994	16	6.52	3075
096-ZR80	0.421	12.487	1.35	0.5455	0.88	0.65	2518	32	2806	40	2642	25	-11.46	
041-ZR33	0.068	5.491	0.98	0.3218	0.58	0.59	2011	25	1799	18	1899	17	10.56	
032-ZR26	0.499	7.194	1.39	0.3633	1.19	0.85	2271	21	1998	41	2136	25	12.02	
082-ZR68	0.318	5.287	1.67	0.3115	1.51	0.90	2001	22	1748	46	1867	28	12.64	
027-ZR21	0.498	2.366	1.13	0.1961	0.89	0.78	1372	23	1154	19	1232	16	15.85	
059-ZR49	0.400	4.394	1.50	0.2729	1.30	0.86	1908	24	1555	36	1711	25	18.47	
006-ZR4	1.057	10.230	1.44	0.4015	1.20	0.83	2696	23	2176	44	2456	27	19.29	
033-ZR27	0.423	2.907	1.58	0.2168	1.39	0.88	1572	25	1265	32	1384	24	19.54	
093-ZR77	0.363	4.926	1.78	0.2853	1.21	0.68	2032	44	1618	35	1807	30	20.37	
100-ZR82	0.794	1.237	2.08	0.1172	1.91	0.92	1109	29	714	26	818	23	35.60	
004-ZR2	0.257	1.971	3.64	0.1454	3.46	0.95	1593	39	875	57	1106	48	45.08	
120-ZR100	0.612	2.385	3.01	0.1581	1.99	0.66	1789	80	946	35	1238	43	47.12	
022-ZR18	0.753	2.101	2.32	0.1477	2.13	0.92	1681	31	888	35	1149	32	47.17	
020-ZR16	0.466	6.229	4.84	0.2755	4.36	0.90	2497	69	1569	121	2008	83	37.18	
051-ZR41	0.152	4.950	5.06	0.2882	4.98	0.98	2023	30	1632	143	1811	84	19.30	
106-ZR88	0.235	3.378	8.45	0.2055	8.41	0.99	1945	29	1205	183	1499	128	38.05	
029-ZR23	0.540	7.412	1.49	0.3546	0.70	0.47	2364	43	1956	24	2162	27	17.24	

7.2 Anexos B: Imagens dos grãos de zircão obtidas em Microscópio Eletrônico de Varredura.

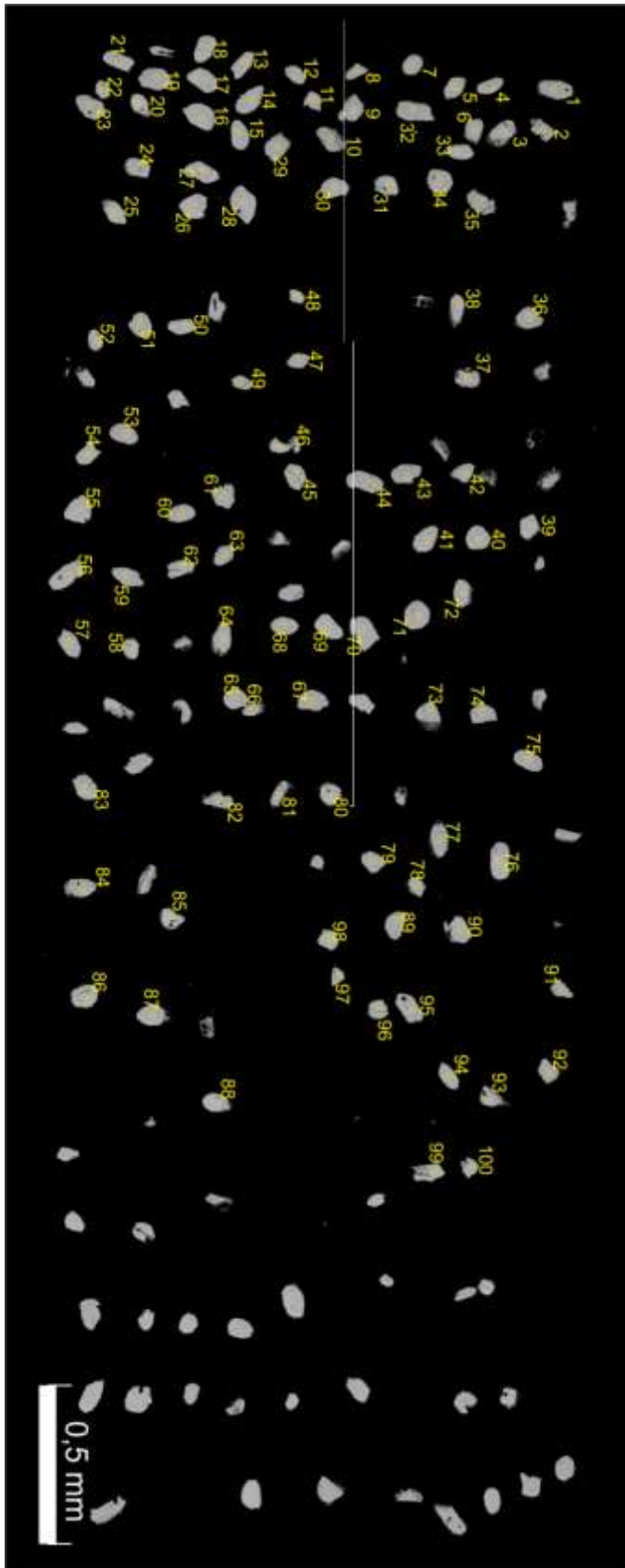


Figura 7.1 – Imagem obtida em MEV dos grãos de zircão da amostras JJ-R-034.

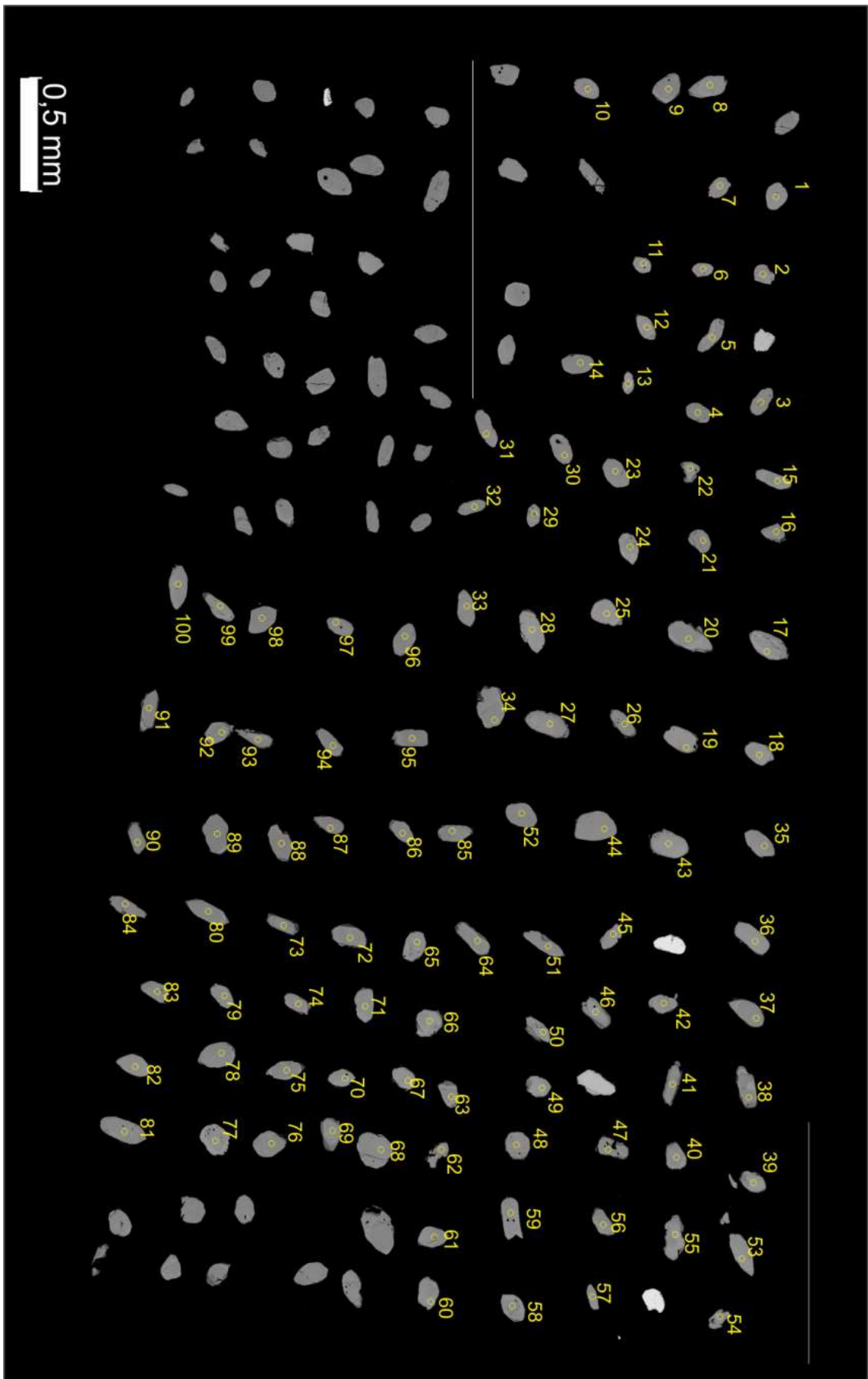


Figura 7.2 - Imagem obtida em MEV dos grãos de zircão da amostra JJ-R-144.