



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

DANILO BARBUENA

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS
SUPRACRUSTAIS DO *GREENSTONE BELT* DE MUNDO
NOVO, BAHIA: EVIDÊNCIAS DE UMA BACIA DE *BACK-ARC*
NA TRANSIÇÃO ENTRE O MESOARQUEANO E O
NEOARQUEANO.**

**GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE
SUPRACRUSTAL ROCKS OF THE MUNDO NOVO
GREENSTONE BELT, BAHIA: EVIDENCES OF A *BACK-ARC*
BASIN IN THE TRANSITION BETWEEN THE MESO- AND
NEOARCHEAN.**

CAMPINAS

2017

DANILO BARBUENA

GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS SUPRACRUSTAIS DO *GREENSTONE BELT* DE MUNDO NOVO, BAHIA: EVIDÊNCIAS DE UMA BACIA DE *BACK-ARC* NA TRANSIÇÃO ENTRE O MESOARQUEANO E O NEOARQUEANO.

DISSERTAÇÃO/TESE APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO DANILO BARBUENA E ORIENTADA PELO PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA.

CAMPINAS

2017

Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s): CAPES

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

B234g Barbuena, Danilo, 1987-
Geoquímica e geocronologia das rochas supracrustais do greenstone belt de Mundo Novo, Bahia : evidências de uma bacia de back-arc na transição entre o Mesoarqueano e o Neoarqueano / Danilo Barbuena. – Campinas, SP : [s.n.], 2017.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Greenstone belt. 2. Geoquímica. 3. Geocronologia. 4. Rochas sedimentares. 5. Geologia estratigráfica - Arqueano. I. Oliveira, Elson Paiva de, 1947-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Geochemistry and geochronology of the supracrustal rocks of the Mundo Novo greenstone belt, Bahia : evidences of a back-arc basin in the transition between the Meso-and Neoproterozoic

Palavras-chave em inglês:

Greenstone belt

Geochemistry

Geochronology

Sedimentary rocks

Geology, Stratigraphic proterozoic

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Doutor em Geociências

Banca examinadora:

Elson Paiva de Oliveira [Orientador]

Elton Luiz Dantas

George Luiz Luvizotto

Wagner Amaral da Silva

Vinicius Tieppo Meira

Data de defesa: 03-03-2017

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Danilo Barbuena

“Geoquímica e geocronologia das rochas supracrustais do Greenstone Belt Mundo Novo,
Bahia: evidências de uma bacia de back-arc na transição entre
o Mesoarqueano e o Neoarqueano”

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: 03 / 03 / 2017

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira – Presidente

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

Prof. Dr. Vinicius Tieppo Meira

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

*A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora,
consta no processo de vida acadêmica do aluno.*

Campinas, 03 de março de 2017.

Súmula Curricular

Danilo Barbuena

Geólogo (2009), Mestre (2012) e Doutor (2017) pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Desenvolvi uma Iniciação Científica com geoquímica de elementos-traço em sulfetos de depósitos auríferos da região de Peixoto de Azevedo (MT) o que rendeu a co-autoria em um capítulo do livro *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras (2014)*. O Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) abordou a modelagem metalogenética regional com dados geofísicos e geoquímicos na Província Aurífera de Alta Floresta e os resultados obtidos foram apresentados no *45º Congresso Brasileiro de Geologia*.

Aprofundando o tema desenvolvido no TCC, o projeto de Mestrado foi focado na aquisição de dados geofísicos terrestres (magnetometria e gamaespectrometria) e comparação com os dados geofísicos aéreos para a identificação de alvos mineralizados em Au na região de União do Norte (MT). Essa dissertação rendeu resumos em eventos nacionais (*XV Simpósio de Sensoriamento Remoto*) e internacionais (*12th International Congresso f the Brazilian Geophysical Society* e *34th International Geological Congress*), além da publicação de um artigo na *Brazilian Journal of Geophysics (2013)*.

O projeto de Doutorado foi desenvolvido no *greenstone belt* Mundo Novo (BA) focado na geoquímica de metavulcânicas básicas e formações ferríferas, além da proveniência (U-Pb em zircão) das unidades metassedimentares. Parte dos resultados dessa tese foram apresentados no *48º Congresso Brasileiro de Geologia* e 3 artigos estão sendo finalizados para publicação em revistas internacionais.

Também fui professor da Pontifícia Universidade Católica de Campinas (PUC-Campinas) de 2014 a 2017, período em que ministrei aulas para os cursos de Engenharia Civil, Geografia e Biologia.

Por estarem presentes nos momentos que eu mais precisei ao longo desta jornada, dedico esse trabalho aos meus pais Luiz e Shirlei e à minha namorada Karina.

AGRADECIMENTOS

Depois de 12 anos nessa instituição é difícil transcrever em poucas palavras e num espaço restrito o profundo agradecimento que tenho por todas as pessoas que tive o prazer de conhecer ao longo desse tempo, e que de forma direta ou indireta contribuíram para que aquele menino de 17 anos chegasse até aqui. Porém, mesmo correndo o perigo de me esquecer de alguém ou alguma situação, não poderia deixar de registrar esses agradecimentos.

Em primeiro lugar, quero agradecer aos meus pais, Shirlei e Luíz, pelo apoio e carinho incondicionais em todos os momentos da minha vida. Amo vocês!

Agradeço também à minha namorada Karina, que nos últimos 9 anos sempre me apoiou em minhas escolhas e sempre compreendeu meus períodos de ausência em função dos campos e outras atividades. Te amo muito!

Ao meu orientador Elson Paiva de Oliveira pela confiança e pelo apoio no desenvolvimento desse projeto, pelo conhecimento compartilhado e pela liberdade que sempre me proporcionou, mesmo que às vezes eu tenha me perdido com ela! Obrigado por ter me apresentado, ainda na graduação, a região do semi-árido nordestino, uma das experiências mais marcantes durante minha formação e que me estimulou a desenvolver um projeto de doutorado na área.

Agradeço a todos os professores do Instituto de Geociências pelas experiências e conhecimento compartilhados. Em especial, aos profs. Roberto Perez Xavier, Carlos Roberto de Souza Filho, Emilson Pereira Leite e Elson Paiva de Oliveira, que em função dos trabalhos de iniciação científica, TCC, mestrado e doutorado tive o privilégio de compartilhar mais momentos do que com os outros professores. Obrigado por tudo, sempre terei vocês como modelos a serem seguidos!

Aos irmãos de república Zé, Omar, Joaquim, Bob, Ericzinho, Renan, Bruno, Felipe, Emanuel, Marco e Johann, agradeço imensamente os momentos compartilhados dentro da rep. Foi muito massa!

Agradeço especialmente aos amigos que estiveram presentes desde 2005: Zé, Paulo, Finado, Bilica e Bruno.

A todos os integrantes da sala 11: Gustavo (Cebola), Marco, Maurício, Patrícia, Mani, Paula, Rafinha, Zé e Poli. Agradeço todas as discussões geológicas (ou não) e às constantes zueiras. Sem dúvida sem isso esses 5 anos não teriam sido tão firmeza!

A todos os amigos de pós-graduação, agradeço pelas conversas, pela ajuda na preparação de amostras, pelas discussões durante os cafés, pelos bares, churrascos...enfim, por todos os momentos que passamos juntos nos últimos 7 anos.

Agradeço ao Teo pela companhia em campo e pelas discussões geológicas. Agraço também ao Pedro (Smegol) pela companhia no campo e pelos momentos de descontração! Valeu galera!

A todos os funcionários da UNICAMP, que de forma dedicada sempre proporcionaram um ambiente extremamente agradável de aprendizado e convivência. Levarei daqui não apenas o que aprendi em sala de aula, mas dentre tantas outras coisas os sorrisos sinceros daqueles que trabalham no restaurante universitário e as conversas constantes sobre futebol com o Guerrero, funcionário do Instituto de Geociências. Na figura deles agradeço a todos que auxiliaram de forma indireta.

À Érica, Margareth, Lucia, Aparecida e Dailto, técnicos do instituto de Geociências que auxiliaram muito na obtenção dos resultados dessa tese. Muito obrigado!

À Val, Gorete, Valdir e Ana Beatriz por tudo que fazem por nós, alunos de pós-graduação. Meus sinceros agradecimentos!

Agradeço também a todos os funcionários do Laboratório de Geocronologia da UnB e ao prof. Elton Dantas por nos receber e auxiliar na obtenção dos dados geocronológicos.

À Pontifícia Universidade Católica de Campinas, onde tive a oportunidade de trabalhar como docente nesses últimos 3 anos e ter a certeza que a sala de aula é o lugar onde realmente me sinto realizado! Agradeço a todos os amigos que fiz nesse período, principalmente ao Celso, Álvaro, Cecil, Bozza, Shima, Rodrigo, Fernando, Fabiano, Geilson e Pira. Obrigado pelo companheirismo e pelas experiências trocadas!

À CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

À FAPESP pelo financiamento do projeto de pesquisa.

“Geology has to choose between the rashness of using imperfect evidence or the sterility of uncorrelated, unexplained facts.”
(J.W. Gregory)

RESUMO

GEOQUÍMICA E GEOCROLOGIA DAS ROCHAS SUPRACRUSTAIS DO *GREENSTONE BELT* DE MUNDO NOVO, BAHIA: EVIDÊNCIAS DE UMA BACIA DE *BACK-ARC* NA TRANSIÇÃO ENTRE O MESOARQUEANO E O NEOARQUEANO.

Os *greenstone belts* compreendem uma ampla variedade de rochas que registram evidências de ambientes tectônicos, condições de evolução da atmosfera, episódios magmáticos intrusivos e extrusivos, diversos estágios de metamorfismo e metassomatismo, além de hospedarem diferentes tipos de depósitos minerais. O *greenstone belt* arqueano Mundo Novo, localizado na porção nordeste do cráton São Francisco, compreende uma série de rochas metavulcânicas e metassedimentares que permitem investigar os processos atuantes na Terra primitiva.

A geoquímica dos metabasaltos e das formações ferríferas mostrou que (i) essas rochas podem ter sido formadas em ambiente convergente e (ii) que a sedimentação ocorreu em ambiente subaquático, sob condições de baixa oxidação e, possivelmente, com contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura. As metavulcânicas básicas possuem assinatura geoquímica semelhante a bacias de *back-arc* modernas, formadas em momentos distintos da evolução da subducção e sob diferentes graus de fusão da fonte mantélica. A distribuição dos ETR+Y das formações ferríferas do *greenstone belt* Mundo Novo são semelhantes a outras formações ferríferas arqueanas. A proveniência das rochas metassedimentares clásticas mostrou que os ortognaisses félsicos e o sistema plutônico-vulcânico intraplaca do Bloco Gavião são as principais fontes de clastos, assemelhando-se à proveniência das rochas metassedimentares do Grupo Jacobina. Na porção sul, os muscovita quartzitos interpretados como parte da sequência metavulcanossedimentar apresentaram proveniência associada ao orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá e aos Complexos neoarqueanos São José do Jacuípe e Carafba. Assim, propomos que essas rochas fazem parte do Complexo Saúde e não do *greenstone belt* Mundo Novo.

Através desses dados, propomos que (i) o ambiente de formação do *greenstone belt* Mundo Novo foi uma bacia de *back-arc* formada em um cenário de colisão intra-oceânica entre o Meso- e Neoarqueano e (ii) a sedimentação clástica das unidades superiores ocorreu concomitantemente à sedimentação da Bacia Jacobina, gradando de ambiente fluvial a marinho.

Palavras-chave: greenstone belt, geoquímica, geocronologia, proveniência, Arqueano.

ABSTRACT

GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE SUPRACRUSTAL ROCKS OF THE MUNDO NOVO GREENSTONE BELT, BAHIA: EVIDENCES OF A BACK-ARC BASIN IN THE TRANSITION BETWEEN THE MESO- AND NEOARCHEAN.

Greenstone belts comprise a wide variety of rocks that record evidence of tectonic environments, ocean and atmospheric evolution, intrusive and extrusive magmatic events, various stages of metamorphism and metassomatism, and host different types of mineral deposits. The Archean Mundo Novo greenstone belt, located in the northeastern portion of São Francisco craton, comprises a series of metavolcanic and metasedimentary rocks that allow to investigate the processes acting on the primitive Earth.

The geochemistry of the metabasalts and banded iron formations evidenced (i) they may have been formed in a convergent environment and (ii) the chemistry sedimentation occurred under low oxidation conditions with contribution of high temperature hydrothermal fluids. The mafic metavolcanics display geochemical signatures similar to modern back-arc basins, formed at different steps of subduction with different partial melt degrees of the mantle source. The REE+Y distribution of the banded iron formations are similar to other Archean banded iron formations. The provenance of metasedimentary rocks suggest that the felsic orthogneisses and the plutonic-volcanic intraplate system of the Gavião Block are the main sources of clasts, resembling the provenance of the metasedimentary rocks of the Jacobina Group. In the southern of Mundo Novo greenstone belt, the muscovite quartzite, interpreted as part of the greenstone belt, showed ages associated with the Itabuna-Salvador-Curaçá Paleoproterozoic orogen and the São José do Jacuípe and Caraíba Neoproterozoic Complexes. Thus, we propose that these rocks are part of the Saúde Complex.

This study revealed that (i) Mundo Novo greenstone belt was formed in a back-arc basin as part of intra-oceanic collision developed between Meso- and Neoproterozoic, and (ii) the clastic sedimentation of the upper units of the Mundo Novo greenstone belt occurred concomitantly to the Jacobina Basin sedimentation, vary from fluvial to marine environment.

Keywords: greenstone belt, geochemistry, geochronology, provenance, Archean.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa geológico simplificado da região de Jacobina, porção nordeste do cráton São Francisco. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alckmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas). (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005). 24
- Figura 2 - Mapa de localização e principais vias de acesso a área de estudo. BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BS: Bloco Serrinha; BJ: Bloco Jequié; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O contorno dos blocos arqueanos foi compilado de Barbosa *et al.* (2012). 37
- Figura 3 - Modelo tectônico de evolução do magmatismo básico do *greenstone belt* Mundo Novo. 44
- Figura 4 - Modelo de sedimentação da Bacia Jacobina e do *greenstone belt* Mundo Novo, mostrando a transição entre a deposição continental e marinha. 45
- Figura 1.1 - Distribuição espacial das amostras de metabasaltos coletadas ao longo do greenstone belt Mundo Novo. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alckmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas); (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005); (c) detalhe das imediações da cidade de Piritiba e localização das amostras coletadas (mapa compilado de Mascarenhas & Silva, 1994); (d) detalhe das imediações da cidade de Pindobaçu e localização das amostras coletadas (mapa compilado de Pearson *et al.*, 2005). Losângos brancos representam as amostras de metabasaltos coletadas. 60
- Figura 1.2 - Feições de campo e petrográficas dos metabasaltos do greenstone belt Mundo Novo (a) estrutura almofadada (DB-05), (b) estrutura almofadada (DB-11A), (c) rocha maciça, mais preservada (DB-120A), (d) rocha maciça bastante alterada (DB-105), (e) metabasaltos com textura subofítica, raros plagioclásios com maclas e substituição dos piroxênios por hornblenda e actinolita (DB-120A), (f) metabasaltos com texturas subofítica e poquilítica (DB-140). 63
- Figura 1.3 - (a) Diagramas de classificação de rochas vulcânicas segundo Winchester & Floyd (1977), (b) Diagrama Y-Zr para discriminação da afinidade toleítica a calcioalcalina de rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977) e (c) Diagrama de discriminação da afinidade toleítica a calcioalcalina de rochas vulcânicas segundo Ross & Bédard (2009). 64
- Figura 1.4 - Diagramas de (a) multielementos das rochas da porção norte normalizados ao manto primitivo, (b) ETRs das rochas da porção norte normalizados aos condritos, (c) multielementos das rochas da porção sul normalizados ao manto primitivo e (d) ETRs das rochas da porção sul normalizados aos condritos. As curvas em verde (rochas do norte) representam os basaltos em almofadas e a curva em preto mostra a média dos basaltos da bacia de barck-arc do arco Izu-Bonin (Ishizuca *et al.*, 2009). Os valores do manto primitivo e do condrito são de Sun & McDonough (1989). 68
- Figura 1.5 - Diagrama Zr vs Cs/Na indicando o nível de interação dos metabasaltos do greenstone belt Mundo Novo com a água do mar durante sua cristalização (Petrini *et al.*, 1988). 71
- Figura 1.6 - Diagramas de modelagem petrogenética propostos por Pearce (2008). (a) Influência de fluidos em zona de subducção na composição das amostras do GBMN e (b) Influência da assimilação crustal e da cristalização fracionada na composição das amostras do GBMN. A composição dos TTGs do Complexo Mairi é de Mascarenhas *et al.* (1998). Abreviações: SZ: Zona de subducção; A: crosta arqueana; AFC: assimilação e cristalização fracionada; OIB: basaltos de ilhas oceânicas. 73

Figura 1.7 - Diagrama Dy/Yb vs. La/Sm para modelagem de grau de fusão do manto (Mayborn & Lesher, 2004). Os metabasaltos do sul foram formados a partir de maiores taxas de fusão da fonte mantélica do que os do norte. Os metabasaltos do sul seguem uma trajetória de pressões dosolidus mais elevada do que os metabasaltos do norte. Os valores foram normalizados segundo Sun & McDonough (1989). 73

Figura 1.8 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (a) Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce, 2008) mostrando a tendência dos metabasaltos estarem relacionados a ambientes de arcos oceânicos e (b) diagrama V-Ti (Shervais, 1982) evidenciando a maior ou menor contribuição de fluidos externos na zona de subducção em função da distância da fonte ao arco. Abreviações: BABB – Back-Arc Basin Basalts, FAB – Forearc Basalt. ... 77

Figura 1.9 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (a) Zr/4-2Nb-Y de Meschede (1986) evidenciando a tendência de basaltos do tipo MORB (amostras do sul) a basaltos de arco de ilha (amostras do norte) e (b) Zr/Y vs. Zr (Pearce & Norry, 1979) mostrando a tendência de basaltos do tipo MORB (amostras do sul) para basaltos intraplaca (amostras do norte). A tendência é orientada nos dois casos pelo enriquecimento de HFSEs como Zr e o Nb, comuns em ambientes de subducção..... 78

Figura 1.10 - Diagramas log-transformados La/Th-Nb/Th-Sm/Th-Yb/Th para discriminação de ambientes tectônicos (para mais detalhes ver Agrawal *et al.*, 2008) para as amostras de metabasaltos do GBMN. IAB: island arc basalt; CRB: continental rift basalt; OIB: ocean island basalt; MORB: mid-oceanic ridge basalt. Todos os diagramas mostram uma tendência de basaltos do tipo MORB (sul) a basaltos de arcos de ilha (norte). 78

Figura 1.11 - Diagramas de classificação propostos por Sacani (2015) (a) classificação de ambiente tectônico. Abreviação: OCTZ: zona de transição oceano-continente. (b) variação composicional de diferentes tipos de rochas. Vetores indicam as tendências de variação composicional devido a diferentes processos petrogenéticos. Abreviações: MTB: basaltos de médio Ti; D-MORB: MORB empobrecido; G-MORB: basaltos MORB com assinatura de granadas; P-MORB: basaltos MORB com influência de pluma mantélica; AB: basaltos alcalinos; CAB: basaltos calcioalcalinos; SSZ-E: zona de supra-subducção enriquecida; AFC: assimilação-cristalização fracionada; OIB-CE: ilha oceânica com componente enriquecida (pluma mantélica); FC: cristalização fracionada; PM: manto primordial; (c) discriminação entre rochas vulcânicas formadas em ambiente colisional (boninitos e toleítos de arcos de ilha). Os valores de normalização são de Sun & McDonough (1989). 81

Figura 2.1 - Distribuição espacial das amostras de BIFs coletadas ao longo do greenstone belt Mundo Novo. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alkmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas); (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005). Triângulos brancos representam as amostras de BIFs coletadas. 94

Figura 2.2 - Feições de campo das BIFs do greenstone belt Mundo Novo exibindo bandamento típico entre camadas ricas em SiO₂ e camadas ricas em Fe (a) DB-12, (b) DB-07, (c) DB-140 e (d) DB-136. As BIFs DB-12 e DB-140 estão em contato com metabasaltos interpretados como a base do GBMN. A amostra DB-136 está associada aos litotipos paleoproterozóicos do Complexo Saúde. A amostra DB-07 ocorre próxima a xistos grafitosos interpretados como parte do GBMN, mas não exhibe contato claramente definido com esse litotipo. 102

Figura 2.3 - Assinatura dos ETR+Y normalizados ao PAAS das formações ferríferas do GBMN, mostrando as pequenas anomalias de Ce e Y e anomalia positiva de Eu, que são proxy para as características de oxirredução do ambiente de deposição. A área em cinza representa a variação dos conteúdos de ETRs das BIFs neoarqueanas de Joffre Member (Austrália). Essa variação engloba outras formações ferríferas neoarqueanas como as do Supergrupo Transvaal (África do Sul), de Black Hills (EUA) e do Supergrupo Minas (Brasil), além da formação ferrífera paleoarqueana do greenstone belt Isua (Groenlândia). Anomalias positivas de Y e La e baixa abundância de ETR são assinaturas diagnósticas da água do mar (Van Kranendonk *et al.*, 2003) 105

Figura 2.4 - Assinaturas geoquímicas das BIFs do GBMN que evidenciam características da água do mar a partir da qual foram depositadas (a) razões La/La* e Gd/Gd* normalizadas aos PAAS mostram que as amostras possuem uma variação em torno da unidade (b) razões Ce/Ce* e Pr/Pr* normalizadas aos PAAS mostram que a maioria das amostras apresentam anomalias negativas verdadeiras de Ce, com exceção das amostras DB-50 e DB-136 que apresentam anomalias de positivas de La. 106

Figura 2.5 - Diagramas de razões de ETR+Y pela proporção molar de Al (wt%) para as BIFs do GBMN (a) Pr/Yb_{PAAS} vs. Al (%), (b) Ce/Ce* vs. Al (%), e (c) Y/Ho vs. Al (%). A variabilidade dos ETR+Y em relação ao Al mostra que a contribuição de sedimentos durante a deposição das BIFs foi muito pequena. 107

Figura 2.6 - Geoquímica de rocha total das BIFs do GBMN mostrando (a) razões dos óxidos de elementos maiores (MgO+CaO+MnO)/Fe₂O_{3total} vs. SiO₂/Fe₂O_{3total} (segundo Hagemann *et al.*, 2016) discriminando campos e tendências de alteração pós-deposicional. O campo em laranja compreende as BIFs arqueanas de Temagami (Canadá - Gutzmer *et al.*, 2008); Chitradurga schist belt (Gnaneshwar & Naqvi, 1995), Sandur schist belt (Índia - Gutzmer *et al.*, 2008); Carajás Serra Norte (Brasil - Figueiredo e Silva *et al.*, 2008); Mt. Gibson (Austrália - Lascelles, 2006); Beebyn North (Austrália - Teitler *et al.*, 2017); Narryer terrane (Austrália - Maskell *et al.*, 2013); (b) Y/Ho vs. Eu/Sm, mostrando que 0,1% de fluidos hidrotermais de alta temperatura (>350 C, Bau & Dulski, 1999) é suficiente para explicar as razões Eu/Sm nas BIFs do GBMN; (c) Y/Ho vs. Sm/Yb, indicando uma significativa contribuição de fluidos hidrotermais (1-5%) nas BIFs do GBMN; e (d) Sm/Yb vs. Eu/Sm, demonstrando que apenas a contribuição de fumarolas (~0,1%) não modela adequadamente a variação dessas razões para as BIFs do GBMN. Regiões plotadas nos gráficos (b), (c) e (d) representam as variações dessas razões para Supergrupo Pongola (amarelo), Supergrupo Transvaal (roxo) e GB Isua (azul). 111

Figura 3.1 - Mapa geológico regional da porção nordeste do cráton São Francisco (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alkmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: *greenstone belt* Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: *greenstone belt* Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: *greenstone belt* Rio das Velhas). (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005). Pontos verdes representam as amostras de rochas metassedimentares clásticas do GBMN coletadas para proveniência. 124

Figura 3.2 - Coluna estratigráfica do *greenstone belt* Mundo Novo e relação das amostras coletadas. 132

Figura 3.3 - Amostras das rochas metassedimentares pertencentes às unidades Mundo Novo e Itapura (A) DB-147B, quartzito avermelhado, sulfetado e com estratificação plano-paralela preservada, (B) DB-150, quartzito homogêneo, com sulfeto disseminado, (C) andaluzita xisto em contato com DB-150, (D) intercalação entre andaluzita xisto quartzito no perfil das amostras DB-168A e B, (E) DB-99, quartzito avermelhado, (F) muscovita quartzito, próximo a cidade de Piritiba, interpretado como parte da unidade Itapura. 133

Figura 3.4 - Análises U-Pb de zircões detríticos das rochas metassedimentares interpretadas como parte do GBMN. São plotados nos diagramas concórdia e nos histogramas os grãos com menos de 10% de discordância. As amostras DB-167A e B apresentam predominantemente zircões paleoproterozóicos. 133

Figura 3.5 - Imagens de catodoluminescência dos grupos de zircões que definem as principais populações das amostras de rochas metassedimentares do GBMN. (a) população em torno de 3300 Ma (144 grãos); (b) população em torno de 3130 Ma (10 grãos); (c) população em torno de 2168 Ma (54 grãos); (d) população em torno de 2551 Ma (4 grãos); (e) população em torno de 3378 Ma (197 grãos); (f) população em torno de 3540 Ma (24 grãos); (g) população em torno de 3261 Ma (182 grãos). A cores em torno de cada grupo fazem referência às possíveis fontes desses grãos e são as mesmas cores utilizadas na Figura 3.5. Vermelho: riolitos de Mundo Novo; Azul: Bloco Gavião; Rosa: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; Verde: Complexo São José do Jacuípe/Caraíba; Roxo: Bloco Gavião (fontes ainda não encontradas) ou Complexo Santa Bárbara (sul do cráton São Francisco). 134

Figura 3.6 - Histograma com a distribuição das idades (<10% de discordância) das 14 amostras de rochas metassedimentares analisadas e a correlação com as possíveis fontes do cráton São Francisco. A frequência das idades foi plotada utilizando o estimador de densidade Kernel (Vermeesch, 2012). 137

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Estratigrafia das unidades do <i>greenstone belt</i> Mundo e Bacia Jacobina segundo a interpretação de diversos autores.	30
Tabela 1.1 –Elementos maiores, menores e traços para as amostras de etabasaltos do GBMN.	66
Tabela 1.2 Correlação de Pearson entre alguns óxidos, LILEs e HFSE dos metabasaltos do norte do GBMN, com destaque para os valores maiores que 0,75.	71
Tabela 1.3 - Correlação de Pearson entre alguns óxidos, LILEs e HFSE dos metabasaltos do sul do GBMN, com destaque para os valores maiores que 0,75.	72
Tabela 2.1 - Distribuição dos elementos maiores (wt.%), menores e traço (ppm) das BIFs do <i>greenstone belt</i> Mundo Novo.	103
Tabela 2.2 - Autocorrelação de Pearson para os elementos e razões diagnósticos de contribuição detrítica para as BIFs do GBMN.	108
Tabela 3.1 - Características das amostras e dos zircões das unidades clásticas do GBMN.	135
Tabela 4.1 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-147A quartzite.	147
Tabela 4.2 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-147B quartzite.	149
Tabela 4.3 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-150 quartzite.	153
Tabela 4.4 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-168A quartzite.	155
Tabela 4.5 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-168B quartzite.	158
Tabela 4.6 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-99 quartzite.	159
Tabela 4.7 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-100 quartzite.	161
Tabela 4.8 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample PB-49 quartzite.	163
Tabela 4.9 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-106E1 quartzite intercalate with quastolite schist.	164
Tabela 4.10 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-106H2 quastolite schist intercalate with quartzite.	167
Tabela 4.11 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-18A quartzite.	168
Tabela 4.12 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-101D quartzite.	170
Tabela 4.13 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-167A muscovite quartzite.	172
Tabela 4.14 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-167B muscovite quartzite.	173

SUMÁRIO

1 - Introdução	18
2 - Problema Investigado.....	20
3 - Aspectos Relevantes da Geologia do Cráton São Francisco.....	23
3.1 – Porção Nordeste do Cráton São Francisco	23
3.2 - Greenstone Belt Mundo Novo (GBMN).....	28
3.3 - Bacia de Jacobina.....	33
4 - Materiais e Métodos.....	36
4.1 – Etapas de Campo.....	36
4.2 - Geoquímica de Rocha-Total	37
4.3 - Geocronologia U-Pb	38
5 – Síntese dos Artigos.....	41
6– Conclusão Geral da Tese.....	43
7– Referências Bibliográficas	46

ANEXO I - Geoquímica das metavulcânicas básicas do *greenstone belt* Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de vulcanismo em bacia de *back-arc* na transição Meso e Neoarqueano.

Introdução	53
Natureza e Composição da Crosta Oceânica Arqueana	54
Geologia Regional.....	57
Materiais e Métodos.....	61
Resultados	62
Discussões.....	68
Evidências de Alteração e Mobilidade de Elementos	68
Petrogênese das Rochas Metabásicas do GBMN.....	72
Ambiente Tectônico	75
Conclusões	82
Referências Bibliográficas	83

ANEXO II - Geoquímica de BIFs do *greenstone belt* Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de sedimentação em ambiente anóxico com contribuição de fluidos hidrotermais

Introdução	90
Geologia Regional.....	92

Classificação e Mecanismos de Deposição das BIFs	95
Assinatura de ETR+Y em bacias modernas e em BIFs arqueanas.....	97
Materiais e Métodos.....	100
Resultados	101
Discussões	108
Conclusões	113
Referências Bibliográficas	114

ANEXO III - Idades U-Pb em zircões detríticos das unidades clásticas do greenstone belt Mundo Novo e sua correlação com a Bacia Jacobina, nordeste do cráton São Francisco, Brasil: uma única bacia?

Introdução	120
Geologia Regional.....	122
O <i>greenstone belt</i> Mundo Novo e a Bacia Jacobina	125
Materiais e Métodos.....	128
Resultados	129
Discussões	134
Potenciais Áreas-Fonte.....	134
Correlação Estratigráfica e Implicação Geotectônica	137
Conclusões	140
Referências Bibliográficas	141
Apêndice I.....	146

1 - INTRODUÇÃO

A formação e evolução da crosta terrestre são temas de grande debate, particularmente quando se trata dos mecanismos atuantes na Terra primitiva. Identificar e associar os mecanismos que transformaram um planeta quente, redutor, com pequenas placas, litosfera provavelmente pouco rígida e com atividade microbiana simples em um planeta mais frio, com placas maiores e mais rígidas e com vida mais complexa são grandes desafios que norteiam as pesquisas modernas. Não menos importante é saber se essas mudanças geodinâmicas globais ocorreram simultaneamente, ou se ocorreram primeiramente em alguns locais para depois atingirem maiores escalas.

Os registros geológicos desses sistemas antigos e complexos de continentes, oceanos, atmosfera e biosfera estão nos terrenos cratônicos espalhados por todos os continentes. Os crátons são constituídos por terrenos granito-gnáissicos, granito-*greenstone*, complexos máfico-ultramáficos, bacias sedimentares e enxames de diques máficos (e.g. Windley, 2007; Condie, 2007; Kusky *et al.*, 2010 e referências).

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN - Mascarenhas & Silva, 1994), localizado na porção nordeste do cráton do São Francisco, borda leste do Bloco Gavião, foi definido como um *greenstone belt* arqueano em trabalhos de cunho principalmente descritivo (e.g. Leo *et al.*, 1964; Mascarenhas *et al.*, 1975, 1992, 1998; Sabaté, 1991; Roig *et al.*, 1992; Mascarenhas & Silva, 1994; Peucat *et al.*, 2002). Em função disso, sua extensão, o empilhamento estratigráfico de suas unidades e a relação com outras sequências sedimentares adjacentes como o Grupo Jacobina e Complexo Saúde ainda carecem de informações, o que faz do GBMN um potencial alvo de investigação dos regimes atuantes na Terra primitiva.

Essa tese concentra-se na caracterização do ambiente de formação do GBMN e na proveniência de suas unidades metassedimentares clásticas (Unidades Mundo Novo e Itapura), buscando avaliar se toda essa sequência de aproximadamente 100 km de extensão N-S possa representar uma única sequência do tipo *greenstone belt*, e se as fontes para a sedimentação da bacia são semelhantes àsquelas do Grupo Jacobina ou Complexo Saúde.

O presente trabalho foca no detalhamento geoquímico das rochas metavulcânicas básicas e das formações ferríferas bandadas. Foram avaliadas as assinaturas dos elementos terras-raras dos metabasaltos tanto da parte norte do GBMN (imediações de Pindobaçu, Bahia), quanto em sua parte sul (imediações de Piritiba, Bahia), sempre considerando os elementos menos móveis e as principais anomalias.

Em seguida, a partir das assinaturas dos elementos terras-raras das formações ferríferas bandadas investigamos as características do oceano e da atmosfera do período de formação dessas rochas, analisando a possibilidade de serem depositadas no mesmo ambiente de formação dos metabasaltos que se associam a eles estratigraficamente.

Por fim, através de análise geocronológica pela sistemática U-Pb em zircões detríticos, investigamos a proveniência das rochas metassedimentares clásticas interpretadas como parte do GBMN, determinando a extensão e as principais fontes de clastos para essa bacia. Além disso, comparamos com as fontes das rochas clásticas do Grupo Jacobina e do Complexo Saúde, na tentativa de discriminá-las entre si, uma vez que durante a colisão paleoproterozóica, que levou à formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), as três unidades foram tectonicamente imbricadas em uma geometria paralelizada.

Os resultados desse trabalho sugerem que o GBMN deve ter sido formado num ambiente de subducção intraoceânica, mais especificadamente em bacia de *back-arc* associada. As evidências de contribuição vulcanogênica na sedimentação química corroboram esse cenário, assemelhando-se ainda a outras formações ferríferas arqueas. As populações de zircões mostram que as principais fontes para a sedimentação clástica do GBMN foram os ortognaisses do Bloco Gavião (3,0 a 3,4 Ga – e.g. Nutman & Cordani, 1993; Mougeot, 1996; Martin *et al*, 1997) e um sistema plutônico-vulcânico de 3,3 Ga (Zincione *et al.*, 2016; Peucat *et al.*, 2002).

2 - PROBLEMA INVESTIGADO

O termo *greenstone belt* é comumente utilizado para descrever sucessões supracrustais espacial e temporalmente relacionadas, que compreendem rochas intrusivas e extrusivas ultramáficas a félsicas, associadas a uma variedade de rochas metassedimentares e intrudidas por plútons graníticos (Furnes *et al.*, 2015).

No entanto, o termo refere-se mais à presença de ampla diversidade de minerais de coloração verde (e.g. serpentina, clorita, epidoto, actinolita), frutos do metamorfismo de rochas máficas e ultramáficas em fácies xisto verde, do que a uma sucessão específica de rochas ou a uma conotação genética. O real significado do termo e quais as restrições para a sucessão supracrustal ser considerada *greenstone belt* ainda são temas de debates.

Até meados dos anos 1980 assumia-se que essas sucessões eram estritamente arqueanas, pois acreditava-se na tectônica vertical para explicar sua estruturação em domos e quilhas e que era necessário um manto superior com temperatura mais elevada que a atual para a formação dos komatiitos (e.g. Donaldson, 1982). No final da década de 1980, o debate assumiu a vertente da tectônica horizontal e passou a se concentrar no ambiente tectônico de formação dessas sequências. Uma das vertentes de pensamento que se iniciou toma por base a acreção de arcos magmáticos com fragmentos de crosta continental (e.g. Kusky 1989; de Wit *et al.*, 1992; Myers, 1995; Dirks & Jelsma, 2002). A outra linha de pensamento considera a superposição de sequências vulcânicas continentais, relacionadas a riftes instalados sobre segmentos de crosta diferenciadas pré-existentes (e.g. Campbell & Hill, 1988; Bickle *et al.*, 1994; Collins *et al.*, 1998).

Condie (1981), por exemplo, adverte que se a definição mais restrita fosse adotada, na qual para a associação supracrustal ser considerada *greenstone belt* seria necessário a presença de uma quantidade razoável de rochas komatiíticas, o que implicaria que exemplos mais novos que 2,5 Ga seriam raros ou praticamente inexistentes. Já se a definição mais geral fosse utilizada, então essas sucessões extrapolariam o Neoarqueano.

Atualmente, são descritos *greenstone belts* arqueanos que não exibem derrames komatiíticos (e.g. Isua, Groenlândia – Polat *et al.*, 2002; Polat & Hofmann, 2003) e *greenstone belts* paleoproterozóicos que apresentam esses derrames (e.g. Jeessiorova, Finlândia – Hanski *et al.*, 2001). A estruturação em domos e quilhas, semelhantes às descritas para o cráton do Pilbara, também não é um padrão observado em todas as sucessões consideradas *greenstone belts*. Dessa forma, a presença das assembleias de minerais verdes, aparentemente perfazem uma definição genérica e capaz de englobar as diferentes sucessões reconhecidas atualmente.

Além das rochas komatiíticas, outros litotipos que comumente ocorrem em *greenstone belts* como formações ferríferas, metacherts, mármore, metapelitos, sulfetos maciços, transformam essas sequências em grandes objetos para se investigar as mudanças geodinâmicas na Terra desde o Arqueano até o Neoproterozóico (e.g. Furnes *et al.*, 2015).

Algumas das compartimentações tectônicas já adotadas para o GBMN (e.g. Mascarenhas *et al.*; 1998; Souza *et al.*, 2002) admitem o complexo ultramáfico de Campo Formoso e as rochas ultramáficas da Serra de Jacobina como os possíveis representantes de derrames komatiíticos dessa sequência, que teriam sido imbricados nos litotipos do Grupo Jacobina durante a colisão paleoproterozóica. No entanto, ambos exibem contatos intrusivos com as rochas metassedimentares do Grupo Jacobina, não sendo, portanto, parte do GBMN (Pearson *et al.*, 2005).

As seções-tipo do GBMN ocorrem de forma descontínua, apresentando sequências de litotipos e estruturas diferentes ao longo da sua área de exposição, o que suscita a dúvida se toda essa sequência de aproximadamente 100km de extensão ao longo do lineamento Contendas-Jacobina realmente se trata de uma única sequência do tipo *greenstone belt*. Um exemplo são as metavulcânicas félsicas que ocorrem nas imediações da cidade de Mundo Novo, mas não na parte norte. Outro exemplo são as estruturas em almofadas presentes nos metabasaltos das imediações de Pindobaçu, mas que até o momento não foram claramente descritas na área a sul da cidade de Jacobina. Xistos grafitosos são descritos apenas próximos à cidade de Pindobaçu, e as formações ferríferas bandadas são mais expressivas na parte norte, embora ocorram também a leste da área de exposição do GBMN.

Há poucos dados geocronológicos que delimitam a relação temporal entre os litotipos do GBMN. Os riolitos presentes próximos à cidade de Mundo Novo foram datados por Peucat *et al.* (2002) em 3,3 Ga e são a única referência geocronológica que baliza o posicionamento estratigráfico do GBMN. Zincone *et al.* (2016) interpretaram esses riolitos como parte de um sistema plutônico-vulcânico de 3,3 Ga com evolução distinta do GBMN, deixando sob discussão a idade da sequência metavulcanossedimentar. A ausência de minerais como zircão e badeleíta nas rochas metavulcânicas máficas e de rochas que truncam a sequência impede a datação robusta do GBMN. Nesse cenário, a petrogênese das rochas metabásicas torna-se uma ferramenta importante para compreender os processos geológicos e o ambiente tectônico de formação do GBMN.

As diferentes assinaturas geoquímicas observadas em formações ferríferas ao longo do tempo geológico permite associar a deposição dessas rochas a diferentes condições de oxidação dos oceanos (e.g. Bau & Dulski, 1996; Spier *et al.*, 2007 Planavsky *et al.*, 2010;

Mendes *et al.*, 2016), que podem ser correlacionadas aos períodos anterior e posterior ao Grande Evento de Oxigenação da atmosfera (ca. 2,33 Ga - Luo *et al.*, 2016). Assim, a assinatura de ETR+Y das formações ferríferas torna-se uma ferramenta adicional para compreender o ambiente de formação do GBMN e posicioná-lo estratigraficamente no contexto da evolução do Cráton São Francisco.

As incertezas sobre a correlação estratigráfica entre as unidades clásticas do GBMN com as rochas metassedimentares do Grupo Jacobina mantêm sob discussão se a sequência *greenstone* realmente é a sequência base durante a deposição da Bacia Jacobina (e.g. Mascarenhas *et al.*, 1998; Barbosa & Sabaté, 2004) ou se podem fazer parte de um único sistema deposicional que grada de ambiente continental para marinho. Assim, a proveniência das unidades clásticas do GBMN permite avaliar quais foram as fontes que contribuíram com clastos e qual sua relação com as formações do Grupo Jacobina.

Diante disso e dentro do escopo do projeto FAPESP “Evolução de Terrenos Arqueanos do Cráton São Francisco e Província Borborema: Implicações para processos geodinâmicos e paleoambientais globais”, no qual essa tese está inserida, estudar o GBMN é relevante não apenas para o entendimento da geologia regional da Bahia, mas também para a compreensão da evolução geodinâmica global e correlação com outros terrenos arqueanos a paleoproterozóicos.

3 - ASPECTOS RELEVANTES DA GEOLOGIA DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

3.1 – Porção Nordeste do Cráton São Francisco

A área de estudo está inserida na porção nordeste do cráton São Francisco (CSF- Fig. 1), que compreende gnaisses arqueanos a paleoproterozóicos de alto grau metamórfico (migmatitos e granulitos) e terrenos granito-*greenstone* sobrepostos por unidades metassedimentares meso a neoproterozóicas (e.g. Barbosa & Sabaté, 2002, 2004; Delgado *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2010).

No Estado da Bahia, o embasamento do CSF é representado pela justaposição de quatro blocos arqueanos-paleoproterozóicos (Blocos Gavião, Jequié e Serrinha, e Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá) reunidos por processos convergentes e colisionais ocorridos por volta de 2,1 Ga (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004). O *greenstone belt* Mundo Novo localiza-se justamente em meio a esses blocos, com o Bloco Gavião a oeste, o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e o Bloco Serrinha, a leste, e o Bloco Jequié a sul.

O Bloco Gavião, o mais antigo entre eles, aflora tanto na parte WSW como NW do Estado da Bahia. É constituído por associações litoestratigráficas tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) e associações gnáissico-anfibolíticas, por vezes migmatizadas, representadas pelos Complexos Gavião, Mairi, Lençóis e Remanso-Sobradinho (Cordani *et al.*, 1985, 1992; Marinho *et al.*, 1994; Martin *et al.*, 1991; Nutman & Cordani, 1993; Pinto *et al.*, 1998; Leal, 1998; Leal *et al.*, 1998, 2000; Santos-Pinto *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2017). Essas rochas apresentam idades U-Pb em zircão entre 3,4 e 3,1 Ga e idades modelo Sm-Nd de até 3,6 Ga, estando entre as mais antigas da América do Sul (Nutman & Cordani, 1993; Mougeot, 1996; Martin *et al.*, 1997; Pinto *et al.*, 1998).

O embasamento da área de estudo, particularmente a leste do lineamento Contendas-Jacobina, foi definido por Loureiro (1991) como Complexo Mairi, e o correlaciona ao Bloco Gavião. Os litotipos que compõem esse complexo já receberam várias denominações, como por exemplo: (i) gnaisses de Itaberaba (Kegel, 1963), (ii) Complexo Caraíba (Neves, 1972), (iii) Complexo Metamórfico-Migmatítico (Seixas *et al.*, 1975, 1980). Nessa última denominação os autores reuniram tanto os gnaisses e migmatitos, como também as sequências supracrustais associadas, representadas principalmente pelos litotipos do Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978; Leite *et al.*, 2007; Zincone *et al.*, 2017 - submetido).

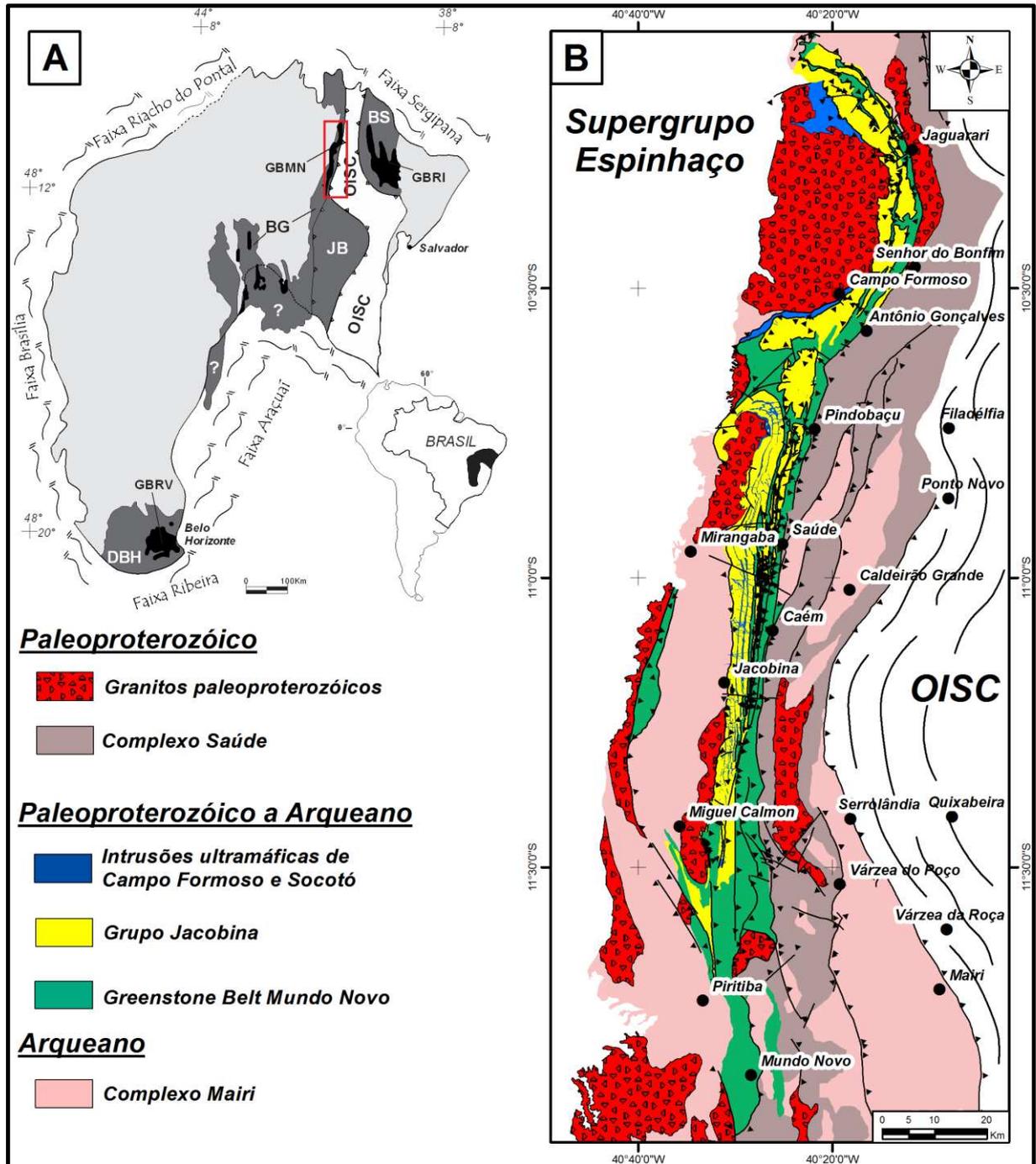


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da região de Jacobina, porção nordeste do cráton São Francisco. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alckmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequiú; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas). (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005).

Na definição original de Loureiro (1991) o Complexo Mairi é formado por ortognaisses migmatíticos, graníticos e tonalíticos, incluindo corpos básicos e ultrabásicos. Sampaio *et al.* (2001) e Nunes & Melo (2007) identificaram uma série tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) nas porções félsicas, e composição diorítica-gabróica nas porções máficas.

Além disso, gnaisses kinzigíticos, atualmente interpretados como a porção de alto grau do Complexo Saúde (Leite *et al.*, 2007; Zincone *et al.*, 2017 - submetido) ocorrem localmente.

Os ortognaisses granodioríticos do Complexo Mairi mostraram idades Pb-Pb (evaporação em zircão) de 3025 ± 25 Ma e 3040 ± 15 Ma, além de idades modelo Sm-Nd de 3,2 Ga (Peucat *et al.*, 2002). Essas idades são semelhantes àquelas obtidas pelo método Rb-Sr (ca. 3,0 Ga) interpretadas como representantes dos protólitos ígneos dessas rochas (Couto *et al.*, 1978; Mascarenhas & Garcia, 1989). Os protólitos dos ortognaisses migmatíticos desse complexo, aflorantes a oeste da Serra de Jacobina, apresentaram idade T_{DM} de 3,44 e 3,04 Ga (Mougeot, 1996). O ϵ_{Nd} negativo (-2) e a alta razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703) para a idade de 3,04 Ga sugerem retrabalhamento crustal para a formação dos ortognaisses granodioríticos (Peucat *et al.*, 2002). Alguns trabalhos (e.g. Pearson *et al.*, 2005) mantêm a denominação de Complexo Mairi, outros preferem denominar a área apenas de Bloco Gavião (e.g. Teles *et al.* 2015). Contudo, ainda são escassos os trabalhos de individualização sistemática dos litotipos que compõem esse complexo, bem como de geoquímica e geocronologia, permanecendo incerta a origem e evolução geotectônica desse e dos outros complexos que integram o Bloco Gavião.

O Bloco Serrinha é composto (i) pelos gnaisses de alto grau do Complexo Santa Luz e Bloco Uauá (ca. 2900 a 3200 Ma – Baldim & Oliveira, 2016; Oliveira *et al.*, 2002, 2010; Mello *et al.*, 2006), (ii) por complexos máfico-ultramáficos, (iii) por enxames de diques máficos de ca. 2705 Ma, 2726 Ma e 2624 Ma (Oliveira *et al.*, 2011a), (iv) pelas sequências vulcanossedimentares paleoproterozóicas do Rio Itapicuru e Rio Capim (Grisólia & Oliveira, 2012; Costa *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2010) e (v) por granitos paleoproterozóicos.

Sampaio (1992) e Sabaté *et al.* (1994a,b) consideraram os Blocos Serrinha e Gavião como unidades geotectônicas similares em função dos tipos de rochas observados. Contudo, no Bloco Serrinha não são reconhecidos os terrenos arqueanos de 3,4 Ga encontrados no Bloco Gavião.

No Bloco Serrinha ocorre o *greenstone belt* Rio Itapicuru (GBRI), de idade paleoproterozóica. O GBRI, semelhante ao GBMN, não exhibe lavas komatiíticas, apresentando rochas máficas em sua base, félsicas na porção intermediária e rochas siliciclásticas no topo, intrudidas por granitos paleoproterozóicos (Mascarenhas, 1976; Silva, 1992; Oliveira *et al.*, 2004; Mello *et al.*, 2006; Costa *et al.* 2011; Grisolia & Oliveira 2012).

O Bloco Jequié (Cordani & Iyer, 1979; Barbosa, 1990) é formado essencialmente por granulitos charnockíticos, charno-enderbíticos e enderbíticos, que representam plútons cálcio-alcalinos de 3.0-2.9 Ga, intensamente deformados e re-equilibrados em fácies granulito durante a colisão Riacciana-Orosiriana (D'Agrella-Filho *et al.* 2011; Barbosa *et al.*, 2004).

Também ocorrem intrusões granitóides de 2.8-2.6 Ga, granulitos heterogêneos com migmatitos e supracrustais subordinadas (D'Agrella-Filho *et al.* 2011; Barbosa *et al.*, 2004).

O orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) é definido como uma faixa continua de rochas de alto grau metamórfico que se estendem por aproximadamente 800 km na porção oriental do cráton São Francisco (Oliveira *et al.*, 2010). Seu embasamento é composto por gnaisses de composição TTG, granulitos heterogêneos e rochas máficas-ultramáficas toleíticas, interpretadas como antigas crostas oceânicas (Barbosa *et al.*, 2008), datadas entre 2,8-2,6 Ga (Barbosa, 1990; Alibert & Barbosa, 1992; Marinho *et al.*, 1994; Sabaté *et al.*, 1994a,b; Ledru *et al.*, 1994). Recobrando essas rochas ocorrem sequências supracrustais com metavulcânicas ultramáficas a intermediárias, quartzitos e formações ferríferas bandadas (Barbosa & Sabaté, 2002, 2003), intrudidas por sienitos e granitos paleoproterozóicos (Oliveira *et al.*, 2002, 2004, 2010; Rosa *et al.*, 2001). O metamorfismo de fácies granulito é datado entre 2080-2070 Ma (Silva *et al.*, 1997; Oliveira *et al.*, 2002, 2004, 2010; Mello *et al.*, 2006; Leite *et al.*, 2009).

Em sua porção norte, o OISC está em contato, a oeste, com os gnaisses do Bloco Gavião e, a leste, com os gnaisses do Bloco Serrinha. Esse segmento é composto essencialmente (i) pelas rochas máficas-ultramáficas do Complexo São José do Jacuípe (ca. 2580-2640 Ma – Oliveira *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 1997) e (ii) pelos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba (2574±6 Ma - Oliveira *et al.*, 2010).

O Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978) constituiu uma faixa metassedimentar de direção N-S contínua, delimitada pelas falhas de Pindobaçu, a oeste, e de Filadélfia, a leste (Fig. 1B). É formado principalmente por metagrauvacas, paragnaisses aluminosos, kinzigitos, anfíbolitos, rochas calciossilicáticas e quartzitos subordinados (Leite *et al.*, 2007). As rochas da porção norte do Complexo Saúde, que estão em contato com o OISC, possuem paragênese com estauroлита, cordierita e cianita, além de nódulos de quartzo+silimanita+muscovita que ocorrem localmente, o que define fácies metamórfica entre anfíbolito alto a granulito (Leite *et al.*, 2007; Zincone *et al.*, 2017 – submetido). As metagrauvacas com biotita e muscovita da porção sul do Complexo Saúde ocorrem em meio aos ortognaisses do Complexo Mairi e foram metamorfizada em fácies xisto verde a anfíbolito (Leite *et al.*, 2007; Zincone *et al.*, 2017 – submetido). O menor grau metamórfico permitiu a preservação de estruturas primárias como estratificação cruzada e marcas de ondas (Leite *et al.*, 2007; Zincone *et al.*, 2017 – submetido).

Os granitos pós-colisionais (e.g. Campo Formoso, Jaguarari, Miguel Calmon - na Fig. 1B estão agrupados como Granitos Paleoproterozóicos) são corpos homogêneos a porfiríticos e apresentam texturas de fluxo magmático controladas pela deformação regional durante sua colocação (Leite *et al.*, 2001). O magmatismo pós-colisional é considerado a

principal fonte de calor responsável pela circulação de fluidos que resultaram nas texturas com nódulos de quartzo+silimanita+muscovita na porção norte do Complexo Saúde (Leite *et al.*, 2007).

Griffon (1967) considera as metagrauvasas que ocorrem a leste da Serra de Jacobina como a unidade pré-Jacobina. Couto *et al.* (1978) define o conjunto de metagrauvasas e paragnaisses kinzigíticos como Complexo Saúde, interpretando-o como parte do Complexo Metamórfico-Migmatítico que atuou como embasamento para as demais sequências supracrustais. Mascarenhas & Silva (1994) e Ledru *et al.* (1997) denominam esse mesmo conjunto de rochas de Unidade Metamórfica Indiferenciada, considerando-a como parte do Bloco Gavião. Mougeot (1996), ao obter a idade U-Pb (TIMs) em zircão detrítico de 2086 ± 43 Ma em paragnaisses, interpretou-a como a idade máxima de deposição do Grupo Jacobina, o que também foi defendido por Milesi *et al.* (2002).

Contudo, os trabalhos de petrogênese de Leite *et al.* (2007) e de proveniência sedimentar de Zincone *et al.* (2017 – submentido) nos litotipos do Complexo Saúde mostram que a paragênese metamórfica e as populações de zircões paleoproterozóicos diferem dos padrões exibidos pelas rochas metassedimentares do Grupo Jacobina, onde predominam paragêneses de fácies xisto verde (Pearson *et al.*, 2015) e populações de zircão mais antigas que 3,2 Ga (Teles *et al.*, 2015). Assim, Zincone *et al.* (2017 – submetido) interpretam o Complexo Saúde, juntamente com a Bacia Contendas-Mirante, como uma bacia *foreland* desenvolvida ao longo do lineamento Contendas-Jacobina durante a orogenia paleoproterozóica e distinta das demais sequências metassedimentares adjacentes.

3.2 - Greenstone Belt Mundo Novo (GBMN)

Diversos autores reconheceram a estrutura do tipo *greenstone belt* de extensão N-S entre os municípios de Ruy Barbosa e Pindobaçu (Fig. 2), principalmente relacionada à área de exposição de rochas metavulcânicas básicas, félsicas e rochas metassedimentares químicas e clásticas, todas metamorfizadas em fácies xisto verde, localizados a leste da Serra de Jacobina (Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Jordan, 1971,1972; Mascarenhas *et al.*, 1975,1992,1998; Seixá *et al.*, 1975, 1980; Mascarenhas, 1969,1976; Couto *et al.*, 1978; Arcanjo & Couto, 1978; Sabaté, 1991; Roig *et al.*, 1992; Topitsch, 1993). Mascarenhas & Silva (1994), baseados nesses trabalhos deram o nome à essa sequência vulcanossedimentar de *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN).

A definição dada por Mascarenhas & Silva (1994) e adotada por Mascarenhas *et al.* (1998) e Souza *et al.*, (2002), compreende quatro unidades principais (i) Domínio Máfico/Ultramáfico, (ii) Domínio Vulcânico Máfico, (iii) Domínio Vulcânico Félsico/Sedimentar e (iv) Domínio Sedimentar, que possuem seções-tipo próprias e sequências litológicas características. No entanto, não há dados geocronológicos que permitam delimitar a relação temporal entre essas unidades. Além disso, cada seção-tipo é descrita localmente, ocorrendo de forma descontínua ao longo dos 330 km do lineamento Contendas-Jacobina.

Assim, a real extensão e o empilhamento estratigráfico das unidades que compõem o GBMN ainda permanecem sob discussão. A dúvida decorre também das diversas interpretações, geralmente baseadas em dados descritivos, que já foram atribuídas ao ambiente de formação tanto da sequência vulcanossedimentar, como a do Grupo Jacobina.

Diversos nomes e subdivisões foram conferidos desde Leo *et al.* (1964) aos gnaisses do embasamento, aos domínios vulcânicos e às sequências metassedimentares existentes na região, ora interpretados como pertencentes ao Grupo Jacobina, ora ao GBMN. Além disso, em função de serem, em sua maioria, trabalhos descritivos, muitas vezes as características das unidades individualizadas se confundem, deixando em dúvida se talvez não corresponderiam a partes da mesma unidade.

Leo *et al.* (1964) definiram a estratigrafia básica da Bacia Jacobina pelas formações Bananeira, Serra do Córrego, Rio do Ouro e Cruz das Almas. A Formação Bananeira é composta por xistos, gnaisses, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas, anfíbolitos, ultramafitos e quartzitos aflorantes a leste da Serra de Jacobina. A Formação Serra do Córrego é caracterizada pela sequência de quartzitos e metaconglomerados auríferos. A Formação Rio

do Ouro por quartzitos (ou metarenitos) finos a médios, brancos e esverdeados, com metaconglomerados intercalados em sua base.

A Formação Cruz das Almas consiste em uma associação de clorita xistos, quartzo-sericita xistos, filonitos, filitos e quartzitos intercalados. A definição dessa formação é a mais controversa entre as denominações já propostas, pois ora foi interpretada como parte Grupo Jacobina (Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Mascarenhas & Silva, 1994; Ledru, 1997), ora como parte do GBMN (Couto *et al.*, 1978; Loureiro, 1991)

Griffon (1967) define como Grupo Jacobina Inferior a sequência de rochas antes denominada de Formação Bananeiras por Leo *et al.* (1964). Além disso, subdivide a Formação Cruz das Almas em Formações Cruz das Almas (*strictu senso*), Serra do Meio e Água Branca.

Couto *et al.* (1978), por sua vez, englobam essas três formações (Cruz das Almas, Serra do Meio e Água Branca) mais o Grupo Jacobina Inferior sob a designação de Complexo Itapicuru, interpretando como parte do GBMN e embasamento para o Grupo Jacobina. Além disso, definiram o Complexo Saúde como uma sequência metavulcanossedimentar, metamorfizada em fácies anfíbolito, associada aos gnaisses do Complexo Metamórfico-Migmatítico localizados a leste da serra de Jacobina e do Complexo Itapicuru.

Loureiro (1991) subdivide o Complexo Itapicuru em Unidades Mundo Novo e Itapura. A primeira é formada por rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, com intercalações de sedimentos psamíticos, pelíticos e químico-exalativos, enquanto a segunda é constituída essencialmente por sedimentos psamíticos. Embora os litotipos da Unidade Itapura fossem semelhantes aos do Complexo Saúde, o autor não estabeleceu correlação genética entre essas rochas.

Na tentativa de resolver o empilhamento estratigráfico da região, trabalhos de compilações, regionais e de semi-detalle, a exemplo de Mascarenhas & Silva (1994), Mascarenhas *et al.* (1996, 1998), Souza *et al.* (2002), e Cunha *et al.* (2012) recuperaram a estratigrafia proposta anteriormente e, à luz de dados mais recentes, propuseram suas próprias subdivisões e extensões para o GBMN.

Interpretações Estratigráficas																																					
Unidade Estratigráficas																																					
Complexo Saúde	<table border="1"> <tr> <td>Leo et al. (1964)</td> <td>Griffon (1967)</td> <td>Couto et al. (1978)</td> <td>Loureiro (1991)</td> <td>Mascarenhas & Silva (1994) Ledru et al. (1997)</td> <td>Pearson et al. (2005)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Pré-Jacobina</td> <td>Complexo Saúde</td> <td>Complexo Saúde</td> <td>Unidade Metamórfica indiferenciada do Bloco Gavião</td> <td>Complexo Saúde</td> </tr> <tr> <td>Fm. Cruz das Almas</td> <td>Fm. Água Branca Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)</td> <td>Complexo Itapicuru (GBMN)</td> <td>Unidade Itapura Unidade Mundo Novo</td> <td>Fm. Serra da Paciência Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)</td> <td>Greenstone Belt Mundo Novo</td> </tr> <tr> <td>Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Fm. Bananeira</td> <td>Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Jacobina Inferior</td> <td>Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Complexo Itapicuru (GBMN)</td> <td></td> <td>Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego</td> <td>Fm. Serra da Paciência Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Complexo Metamórfico Migmatítico</td> <td>Unidade Itapura Unidade Mundo Novo</td> <td>Greenstone Belt Mundo Novo</td> <td>Greenstone Belt Mundo Novo</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Embasamento</td> <td></td> <td>Complexo Mairi</td> <td></td> <td>Complexo Mairi</td> </tr> </table>	Leo et al. (1964)	Griffon (1967)	Couto et al. (1978)	Loureiro (1991)	Mascarenhas & Silva (1994) Ledru et al. (1997)	Pearson et al. (2005)		Pré-Jacobina	Complexo Saúde	Complexo Saúde	Unidade Metamórfica indiferenciada do Bloco Gavião	Complexo Saúde	Fm. Cruz das Almas	Fm. Água Branca Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)	Complexo Itapicuru (GBMN)	Unidade Itapura Unidade Mundo Novo	Fm. Serra da Paciência Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)	Greenstone Belt Mundo Novo	Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Fm. Bananeira	Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Jacobina Inferior	Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Complexo Itapicuru (GBMN)		Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego	Fm. Serra da Paciência Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego			Complexo Metamórfico Migmatítico	Unidade Itapura Unidade Mundo Novo	Greenstone Belt Mundo Novo	Greenstone Belt Mundo Novo		Embasamento		Complexo Mairi		Complexo Mairi
Leo et al. (1964)	Griffon (1967)	Couto et al. (1978)	Loureiro (1991)	Mascarenhas & Silva (1994) Ledru et al. (1997)	Pearson et al. (2005)																																
	Pré-Jacobina	Complexo Saúde	Complexo Saúde	Unidade Metamórfica indiferenciada do Bloco Gavião	Complexo Saúde																																
Fm. Cruz das Almas	Fm. Água Branca Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)	Complexo Itapicuru (GBMN)	Unidade Itapura Unidade Mundo Novo	Fm. Serra da Paciência Fm. Serra do Meio Fm. Cruz das Almas (<i>strictu sensu</i>)	Greenstone Belt Mundo Novo																																
Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Fm. Bananeira	Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Jacobina Inferior	Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego Complexo Itapicuru (GBMN)		Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego	Fm. Serra da Paciência Fm. Rio do Ouro Fm. Serra do Córrego																																
		Complexo Metamórfico Migmatítico	Unidade Itapura Unidade Mundo Novo	Greenstone Belt Mundo Novo	Greenstone Belt Mundo Novo																																
	Embasamento		Complexo Mairi		Complexo Mairi																																
Bacia Jacobina																																					
Greenstone Belt Mundo Novo																																					
Complexo Mairi																																					

Mascarenhas & Silva (1994), responsáveis pela caracterização do GBMN, consideraram-no como uma das mais completas faixas vulcanossedimentares adjacentes ao Bloco Gavião e relacionada ao Complexo Mairi, estendendo-se de Ruy Barbosa até a região de Juazeiro. Segundo esses autores o GBMN é constituído pelos seguintes elementos (i) sequência de metabasaltos, rochas calciossilicáticas, *cherts* e grafita xisto próximos a Ruy Barbosa; (ii) sequência de metadacitos, metariodacitos, exalitos, rochas piroclásticas e metassedimentares da região de Mundo Novo; (iii) metabasaltos, metandesitos e rochas metassedimentares da região de Piritiba, incluindo quartzo micaxistos da base do Grupo Jacobina e (iv) rochas ultramáficas do Grupo Jacobina. Essa compartimentação do GBMN engloba as unidades propostas anteriormente: Formação Bananeiras (Leo *et al.*, 1964), Formação Água Branca (Griffon, 1967), Unidades Mundo Novo e Itapura (Loureiro, 1991), Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978) e Complexo Brejo dos Paulos (Arcanjo & Couto, 1978).

Tabela 1 - Estratigrafia das unidades do *greenstone belt* Mundo Novo e Bacia Jacobina segundo a interpretação de diversos autores.

Mascarenhas *et al.* (1998) definiram a compartimentação litoestratigráfica do *greenstone belt* em domínios, todos tidos como embasamento do Grupo Jacobina. São eles (i) Domínio máfico/ultramáfico, representado pelas rochas máfico-ultramáficas imbricadas como escamas tectônicas no Complexo Saúde e Grupo Jacobina, além do sill máfico-ultramáfico de Campo Formoso e Socotó (Mascarenhas *et al.*, 1992); (ii) Domínio vulcânico máfico, que contempla os metabasaltos com lavas almofadadas (Roig *et al.*, 1992; Mascarenhas *et al.*, 1992; Souza *et al.*, 2002); (iii) Domínio vulcânico félsico/sedimentar, que corresponde basicamente à Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991); (iv) Domínio sedimentar, caracterizado pelos litotipos da Unidade Itapura (Loureiro, 1991) e Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978; Melo *et al.*, 1995); (v) Domo gnáissico-migmatítico de TTG's do Complexo Mairi (Melo *et al.*, 1995); e (vi) Corpos Granitóides de feições e natureza diversas (Sabaté *et al.*, 1990).

Cunha *et al.* (2012) adotam a subdivisão do GBMN em (i) Embasamento, (ii) Sequência Inferior, (iii) Sequência Média e (iv) Sequência Superior. O embasamento do GBMN é representado pelos domos TTG do Complexo Mairi. A Sequência Inferior compreende (i) as rochas máfico-ultramáficas aflorantes na região do Complexo Saúde, (ii) as rochas ultramáficas do Grupo Jacobina e (iii) o *sill* máfico-ultramáfico de Campo Formoso. A Sequência Média é formada (i) pelos metabasaltos com estruturas almofadadas e (ii) pelas metavulcânicas félsicas e as rochas metassedimentares clásticas e químicas, correspondentes à Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991). A Sequência Superior é representada por litotipos da Unidade Itapura, parte da Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991) e o Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978).

Com o objetivo de evitar correlações genéticas vinculadas aos nomes das compartimentações geológicas utilizadas por todos os autores supracitados, opta-se nesta tese, a priori, pela individualização utilizada por Souza *et al.* (1996), na qual o *greenstone belt* é composto, da base para o topo, por (i) metavulcânicas máficas, representadas principalmente por basaltos almofadados, metabasaltos andesíticos, *cherts*, formações ferríferas, rochas calciossilicáticas e xistos grafitosos (Roig *et al.*, 1992; Mascarenhas *et al.*, 1992; Souza *et al.*, 2002); (ii) metavulcânicas félsicas de composição dacítica a riódacítica, associadas a rochas metassedimentares piroclásticas (Loureiro & Santos, 1991) e datadas por U-Pb (SHRIMP) em zircão entre 3341-3268 Ma (Peucat *et al.*, 2002); (iii) rochas metassedimentares clásticas e químicas (e.g. Leo *et al.*, 1964; Mascarenhas, 1969; Couto *et al.*, 1978; Loureiro, 1991; Mascarenhas *et al.*, 1992).

A última subdivisão utilizada por Souza *et al.* (1996), referente ao Complexo Saúde, que compreende as rochas metassedimentares presentes a leste das descritas acima, representadas por gnaisses kinzigíticos em associação com granitos peraluminosos, foi

reinterpretada por Leite *et al.* (2007) como uma fatia tectônica proveniente do OISC e que contém os produtos dos processos de desidratação resultantes do evento Transamazônico.

Souza *et al.* (1996, 2002) e Mascarenhas *et al.* (1998) agruparam sob a mesma conotação genética os metabasaltos que ocorrem ao longo da área de exposição do GBMN, as rochas metamáficas que ocorrem na forma de diques em meio ao Complexo Saúde e os corpos gabróticos alojados nos TTGs do Complexo Mairi. Esses autores reportaram afinidade toleítica para essas rochas, exibindo padrão de MORB (*Mid Ocean Ridge Basalts*) enriquecidos nos diagramas de elementos terras-raras (ETR) normalizados ao condrito, sugerindo um possível ambiente de arco de ilha para a formação desse grupo de rochas. No entanto, Pearson *et al.* (2005) e Leite *et al.* (2007) sugerem que nem os corpos gabróticos alojados no Complexo Mairi e nem os diques do Complexo Saúde fazem parte da sequência máfica do GBMN.

Independente da compartimentação adotada, as unidades que compõem o GBMN possuem seções-tipo próprias e sequências litológicas características. Cada seção-tipo é descrita localmente, ocorrendo de forma descontínua ao longo dos 330 km do lineamento Contendas-Jacobina, o que deixa sob discussão a real extensão e emplilhamento estratigráfico do GBMN.

Além disso, há poucos os dados geocronológicos que delimitam a relação temporal e permitem uma re-avaliação das unidades definidas por Mascarenhas & Silva (1994). A idade 3,30 Ga que caracteriza o GBMN como arqueano, foi obtida em riolitos próximos a cidade de Mundo Novo (Domínio Félsico/Sedimentar) e interpretados como o vulcanismo félsico associado a formação do *greenstone belt* (Peucat *et al.*, 2002). Zincone *et al.* (2016) sugerem que esses riolitos fazem parte de uma sistema plutônico-vulcânico intraplaca e que sua evolução não está vinculada à formação do GBMN, abrindo uma lacuna sobre a idade dessa sequência metavulcanossedimentar. Pearson *et al.* (2005) mostraram por relações de campo que o sill ultramáfico de Campo Formoso e as rochas ultramáficas da Serra de Jacobina são corpos intrusivos e não imbricações tectônicas, sendo portanto mais novas que o GBMN e o Grupo Jacobina. Zincone *et al.* (2017 –submetido) mostraram que as rochas metassedimentares do Complexo Saúde fazem parte de uma bacia *foreland* desenvolvida durante a orogenia Riacciana-Orosiriana, sendo sua evolução também distinta do GBMN.

3.3 - *Bacia de Jacobina*

Em meados do século XX, diversos trabalhos de mapeamento geológico regionais foram realizados na serra de Jacobina e em regiões vizinhas, dos quais surgiram as primeiras propostas sobre a estratigrafia regional (Bateman, 1958; Gross, 1968; White, 1961; Kegel, 1963; Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Mascarenhas, 1969, 1975, 1976; Couto *et al.*, 1978). Desses, destacam-se as discussões propostas por Bateman (1958), White (1961), Gross (1968), Leo *et al.* (1964), Griffon (1967) e Couto *et al.* (1978) com relação à coluna estratigráfica e à origem da mineralização. Parte desses autores defendem uma hipótese sedimentar (e.g. Gross, 1968), enquanto outros defendem uma origem hidrotermal para o ouro (e.g. White, 1961). Mais recentemente foram propostas outras alternativas, como um *paleoplacer* modificado (e.g. Melo Jr., 1993), ou mineralização epigenética associada a zonas de cisalhamento sobre os *paleoplacers* (Milesi *et al.*, 2002).

A semelhança com outras bacias auríferas, como a de Witwatersrand na África do Sul, despertou o interesse de pesquisadores nacionais e internacionais sobre a Bacia Jacobina, não apenas com relação à mineralização mas também em virtude de sua composição essencialmente quartzosa e da presença de sulfetos detríticos, que abririam a possibilidade de ser uma bacia arqueana e, conseqüentemente, poder estudar os processos atuantes na Terra primitiva. Apesar desse interesse ter estimulado uma série de trabalhos na região, as dúvidas quanto ao enquadramento no contexto geológico não se restringiram às unidades do GBMN, como tratado no item anterior, mas estenderam-se para a estratigrafia da bacia e a gênese da mineralização aurífera do Grupo Jacobina.

Horscroft *et al.* (1989), Mascarenhas & Silva (1994), Ledru *et al.* (1997); Mascarenhas *et al.* (1998) e Pearson *et al.* (2005), revisaram as compartimentações litoestratigráficas, modelos geotectônicos e origem da mineralização associados ao Grupo Jacobina. Além disso, trabalhos de maior detalhe como os de Teles (2013) e Teles *et al.* (2015), que abordam estudos de análise de bacias, geocronologia, litogeoquímica, geoquímica isotópica e química mineral, aprofundam o conhecimento e enriquecem a discussão sobre as controvérsias presentes no contexto geológico da região.

Horscroft *et al.* (1989) consideram que a sedimentação do Grupo Jacobina ocorreu em um rifte ensialico, inicialmente fluvial, gradando para transicional e, em seguida, marinho raso. Mascarenhas *et al.* (1992) também defendem o ambiente de rifte, mas que esse teria se instalado numa margem continental ativa, sendo que o embasamento para a sedimentação seriam os gnaisses do Bloco Gavião e as unidades clásticas do GBMN. Isso levou Mascarenhas

& Silva (1994) a proporem que a mineralização de Au-U nos metaconglomerados da Formação Serra do Córrego teria origem detrítica (pirita e uraninita) e derivada das unidades basais do GBMN. Além disso, esses autores interpretaram a idade isocrônica Rb-Sr de 1969 ± 29 Ma (Sabaté *et al.*, 1990) do Granito Campo Formoso como a idade máxima de sedimentação da Bacia Jacobina.

Ledru *et al.* (1997), por outro lado, defendem que a sedimentação do Grupo Jacobina teria ocorrido numa bacia do tipo *foreland* desenvolvida nos estágios finais da colisão Riacciana-Orisiriana. Segundo esses autores, a idade máxima de deposição seria de 2086 ± 43 Ma (Mougeot, 1996), obtida pelo método U-Pb em zircão detrítico em litologias do Complexo Saúde. Já a idade mínima seria de 1918 ± 13 Ma (Ledru *et al.*, 1997) em micas associadas a zonas de cisalhamento com atividade hidrotermal.

Como já discutido no item anterior, trabalhos recentes (Zinccone *et al.*, 2017 - submetido; Leite *et al.*, 2007) mostram que os litotipos do Complexo Saúde fazem parte de uma bacia distinta do Grupo Jacobina e do GBMN. Além disso, Teles *et al.*, (2015) encontraram apenas idades mesoarqueanas para os zircões detríticos das Formações Serra do Córrego, Rio do Ouro e Serra da Paciência ($>3,2$ Ga). Esses dados inviabilizam a interpretação de Ledru *et al.* (1997) que propõem que o Grupo Jacobina e o Complexo Saúde seriam parte de uma mesma bacia. Na revisão proposta por Pearson *et al.* (2005) o Grupo Jacobina contempla três formações já descritas por outros autores (Tab. 1 - Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Minter, 1975; Oram, 1975; Molinari, 1982; Mascarenhas & Silva, 1994; Ledru *et al.*, 1997; Mascarenhas *et al.*, 1998). Na base ocorre a Formação Serra do Córrego com aproximadamente 1000m de espessura. É composta por quartzitos intercalados com metaconglomerados que hospedam os depósitos de Au-U e contém grãos detríticos de pirita e uraninita (Pearson *et al.*, 2005). A Formação Rio do Ouro é a parte central da bacia com aproximadamente de 2000m de espessura. É formada por quartzitos puros com camadas descontínuas de metaconglomerados na base, marcando contato gradual com a Formação Serra do Córrego (Pearson *et al.*, 2005).

A Formação Serra da Paciência na interpretação de Pearson *et al.* (2005) engloba as Formações Cruz das Almas (*strictu sensu*), Serra do Meio e Água Branca das definições de Griffon (1967), Mascarenhas & Silva (1994) e Ledru *et al.* (1997). Representa o final da sedimentação da bacia e é composta pela intercalação de quartzitos, metaconglomerados e andaluzita-quartzo-grafia xistos.

O ambiente de deposição da bacia Jacobina grada de puramente fluvial para marinho franco. O estilo de sedimentação da Formação Serra do Córrego indica a evolução de leques aluviais para canais entrelaçados, com paleocorrentes sugerindo transporte de leste para

oeste (Minter, 1975; Oram, 1975; Molinari, 1982; Teles, 2011). A Formação Rio do Ouro reflete a transição de um sistema aluvial para marinho raso com ação de marés, comprovadas pelas marcas de ondas assimétricas e estratificações cruzadas de pequeno porte e do tipo espinha de peixe (*herringbone*) (Minter, 1975; Mascarenhas *et al.*, 1998). A Formação Serra da Paciência representa sedimentação em plataforma marinha rasa, também com influência de ondas dada pelas estratificações cruzadas e marcas de ondas de tempestade (Teles, 2013; Mascarenhas *et al.*, 1998).

O estudo de proveniência realizado por Teles *et al.* (2015) mostra que todos os litotipos que compõem as Formações Serra do Córrego, Rio do Ouro e Serra da Paciência não apresentam populações de zircões mais jovens que 3200 Ma, o que aponta que as principais fontes de clastos para a sedimentação da bacia Jacobina foram os gnaisses do Bloco Gavião. Além disso, esses autores também reportam a ocorrência de pirita e uraninita detríticas, que sugerem deposição em ambiente anóxico. Contudo, mesmo com esses dados permanecem sob discussão o período de sedimentação e a relação entre a Bacia Jacobina e o GBMN.

4 - MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 – Etapas de Campo

A área de exposição do *greenstone belt* Mundo Novo está a aproximadamente 340 km de Salvador. O acesso se dá pela BR-324 a partir de Feira de Santana, seguindo para NNW em direção a Capim Grosso e então para Jacobina. A partir de Jacobina são aproximadamente 140 km até o limite norte da área, na cidade de Jaguarari, e aproximadamente 100 km até Mundo Novo, limite sul da área (Fig. 2)

Ao todo foram realizadas 5 etapas de campo, das quais 4 foram de aproximadamente 20 dias e 1 etapa de 1 semana. Durante essas atividades de campo foram descritos aproximadamente 170 afloramentos e coletado cerca de meia tonelada de rochas para petrografia, geoquímica e geocronologia.

Foram confeccionadas 30 lâminas delgadas-polidas principalmente dos metabasaltos, formações ferríferas e rochas metassedimentares clásticas, interpretadas como parte do GBMN, com o objetivo caracterizar esses litotipos para posterior controle e interpretação das análises geoquímicas e geocronológicas.

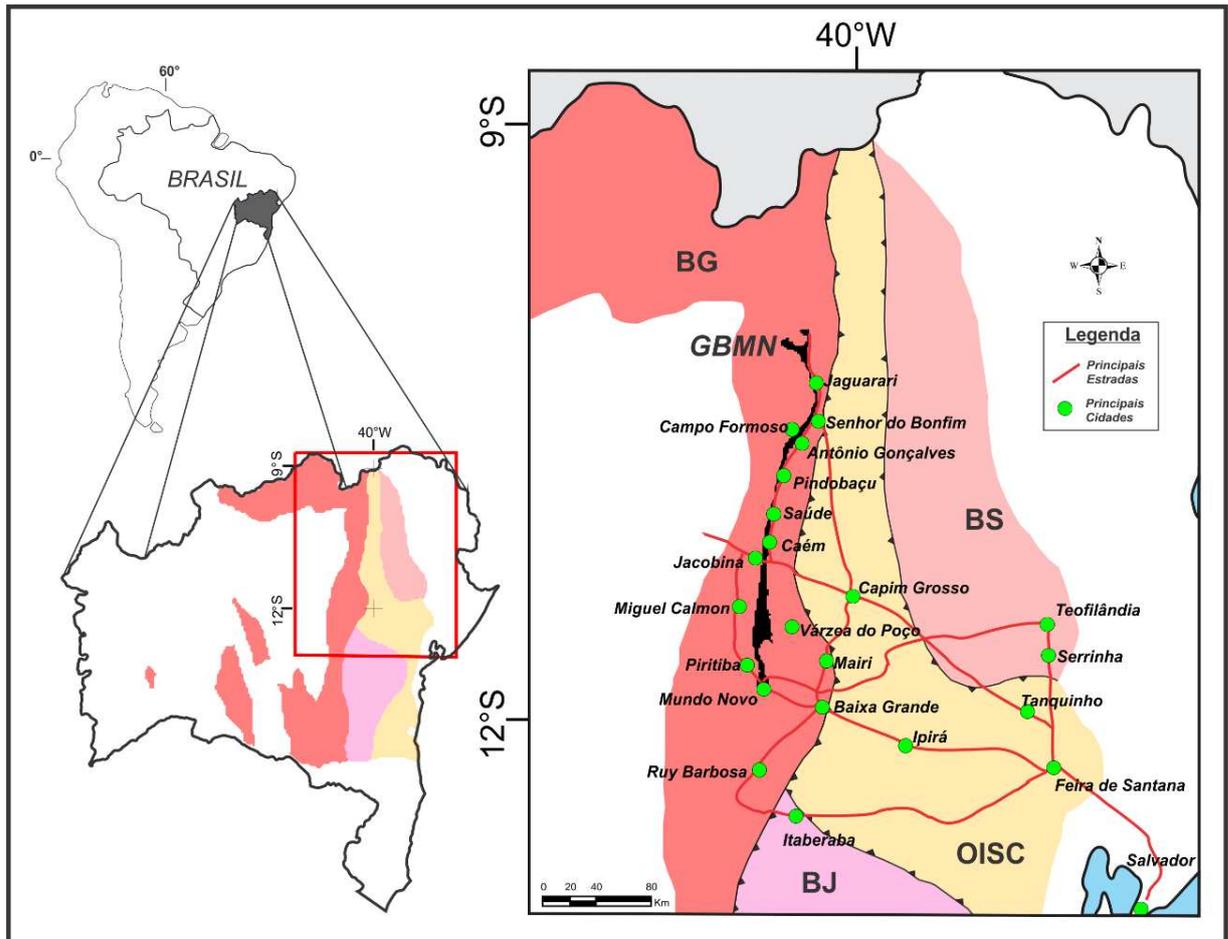


Figura 2 - Mapa de localização e principais vias de acesso a área de estudo. BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BS: Bloco Serrinha; BJ: Bloco Jequié; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O contorno dos blocos arqueanos foi compilado de Barbosa *et al.* (2012).

4.2 - Geoquímica de rocha total

No caso dos metabasaltos, as amostras foram coletadas ao longo do alinhamento estrutural N-S do GBMN, contemplando as porções norte (imediações da cidade de Pindobaçu), e sul (imediações da cidade de Piritiba). Priorizou-se as rochas mais frescas e com pouca alteração hidrotermal. Metabasaltos com estruturas em almofadas, encontrados na porção norte da área, também foram coletados.

As formações ferríferas bandadas foram coletadas de forma menos uniforme ao longo da área de estudo, em função da carência de afloramentos e de sua ocorrência mais restrita à parte norte. Três das amostras coletadas estão especialmente relacionadas ao Complexo Saúde, possivelmente representando o imbricamento tectônico ocorrido durante a colisão paleoproterozóica.

Todas as análises geoquímicas, em rocha-total, de elementos-traço, menores e maiores, foram realizadas por espectrometria de fluorescência de raio X em discos prensados e

de vidro, respectivamente. Já outros elementos-traço foram determinados por espectrômetro de massa com plasma induzido (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*, ICP-MS).

A preparação de amostras ocorreu no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP, onde as amostras foram britadas em britador de mandíbula Fritsch, quarteadas manualmente e moídas em moinho planetário de ágata até atingirem granulometria aproximada de 75µm. Os discos prensados e de vidro foram preparados segundo o método descrito por Vendemiatto & Enzweiler (2001) e em seguida analisados em espectrômetro Philips, modelo PW 2404.

As análises por ICP-MS foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UNICAMP. O procedimento de laboratório utilizado para análise dos elementos-traço é descrito em Navarro *et al.* (2008). As medidas foram realizadas em ICP-MS Thermo XseriesII equipado com CCT (*Collision Cell Technology*). Como materiais de referência, tanto para as análises por espectrometria de fluorescência de raio X como por ICP-MS, foram utilizados o BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto, Cotta *et al.*, 2008) para os basaltos e IF (Iron Formation – Sampaio & Enzweiler, 2015) para as formações ferríferas.

Antes das amostras serem analisadas em ICP-MS, foram avaliadas as razões de terras-raras leves em relação aos pesados (normalizados ao condrito) obtidos por fluorescência de raio X (e.g Ce/Y), a fim de selecionar amostras que representassem variações significativas. O conjunto dos elementos maiores, menores e traço analisados segundo as duas técnicas foram então plotados em diagramas de classificação e discriminação.

4.3 - Geocronologia U-Pb

O estudo de proveniência das unidades sedimentares do GBMN foi realizado em rochas das unidades Itapura e Mundo Novo. Ao longo da área interpretada como *greentone belt* foram coletadas 27 amostras de rochas metassedimentares clásticas (quartzitos, metapelitos, xistos grafitosos e andaluzita xistos) e 2 de formações ferríferas bandadas, buscando contemplar a variação litológica presente na bacia.

As amostras coletadas em campo foram cominuídas em britador de mandíbulas e moinho de discos de aço. Os minerais pesados foram separados utilizando concentração gravimétrica com uso de bateia manual, separador isodinâmico Frantz, separação gravimétrica em iodeto de metileno e separação manual em lupa binocular. Os grãos de zircão selecionados foram montados em *mounts* com resina epóxi e desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos.

O sistema U-Th-Pb é amplamente utilizado em geocronologia moderna por se basear em três geocronômetros independentes, com meia-vidas distintas e muito longas (Faure, 1986). Os três sistemas resultarão em idades concordantes se o sistema isotópico se manteve fechado após a cristalização do mineral e, se a composição inicial de chumbo for conhecida ou puder ser desprezada.

A opção por minerais como o zircão, que incorporam pouco chumbo durante sua cristalização, minimiza esse efeito, já que pela diferença na configuração eletrônica e no raio iônico, esses elementos são fracionados durante a cristalização.

Atualmente, as leituras das razões isotópicas U-Pb podem ser obtidas a partir de duas técnicas distintas (i) diluição isotópica, com adição de solução tracejadora (*spike*) e análise em espectrômetro de massa de ionização térmica (TIMS), e (ii) análise *in situ* utilizando ablação com uma sonda de laser (LA-ICPMS) ou com feixe primário de íons (SIMS – microsonda iônica do tipo SHRIMP).

O LA-ICPMS (*laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometer*) consiste em um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial. Tal característica torna essa sistemática importante para estudos de proveniência sedimentar e de minerais complexos, com herança ou sobrecrecimento metamórfico.

As datações U-Pb das amostras DB-18A, DB-100, DB-101D e PB-49 foram obtidas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utilizando um espectrômetro de massa multicoletor Thermo Finnigan Neptune equipado com laser New Wave UP213 Nd-YAG de 25µm de diâmetro, taxa de repetição de 11 Hz e uma fluência de 0,8Jcm⁻². Não foram realizadas correções para Pb comum.

O procedimento analítico utilizado no ICP-MS de Brasília foi de um bloco de 1 análise de branco, 2 do padrão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004), 1 do padrão 91500 seguido de 8 amostras desconhecidas. As razões isotópicas foram calculadas utilizando uma planilha interna conforme Bühn *et al.* (2009).

As análises das demais amostras foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas por ablação a laser, utilizando um laser sistema Photon Machines Excite 193, equipado com uma célula de ablação HelEx, acoplados a um ICP-MS Thermo Scientific Element XR, com laser de 25µm de diâmetro, taxa de repetição de 10Hz e uma fluência de 4,74Jcm⁻². São adquiridos 8 isótopos (^{202,204,206,207,208}Pb, ²³²Th e ^{235,238}U) para cada amostra. Todos os isótopos são medidos pelo

modo de contagem de íons, exceto os isótopos ^{232}Th e ^{238}U que são medidos pelo sistema anterior combinado com outro método análogo.

O procedimento analítico utilizado no ICP-MS de Campinas foi de um bloco de 2 análises de zircões padrão e 1 branco seguido de 10 amostras desconhecidas. O zircão 91500 (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em TIMS de $1065,4\pm 0,6\text{Ma}$; Wiedenbeck *et al.*, 1995) foi utilizado para cálculo das razões isotópicas das amostras desconhecidas, enquanto o zircão Peixe (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $564\pm 4\text{ Ma}$; cf. Dickinson & Gehrels, 2003) foram utilizados para monitorar a qualidade dos procedimentos de redução dos dados.

No Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas, os dados isotópicos foram reduzidos no aplicativo IOLITE (Paton *et al.*, 2010). A redução dos dados brutos envolve subtração do gás em branco seguido da correção do fracionamento *downhole*, comparado com o comportamento do zircão de referência 91500. Intervalos de tempo definidos pelo usuário são estabelecidos para o procedimento de correção de linha de base para cada isótopo. A correção do Pb comum é realizada, quando necessário, usando a versão 2014.10 do aplicativo VizualAge (Petrus & Kamber, 2012), o qual também foi utilizado para plotar os dados.

Foram priorizadas as áreas dos zircões com uma única zona de crescimento (núcleos) e evitou-se irregularidades morfológicas como fissuras e inclusões. Somente as idades mais concordantes, ou seja, aquelas com a diferença de menos de 10% entre os valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram utilizadas para determinar as possíveis populações de idades. Além desse critério também foram excluídos do grupo de análise zircões (i) com presença anômala de Pb comum, aferida pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 3000 e pela porcentagem de ^{206}Pb comum no total de Pb (*f206*) acima de 1, e (ii) conteúdos anômalos de U, dados por valores desse elemento acima de $500\mu\text{g.g}^{-1}$.

As idades de zircões detríticos de todas as amostras foram plotadas utilizando o estimador de densidade kernel (Vermeesch, 2012). Do total de grãos analisados para proveniência 616 estavam de acordo com os critérios acima estabelecidos. As tabelas com os dados das análises realizadas tanto no laboratório da UnB quanto da UNICAMP são apresentadas no Apêndice I.

5 – SÍNTESE DOS ARTIGOS

Como resultados dessa tese de doutorado são apresentados 3 artigos científicos que serão submetidos após o exame de defesa a periódicos internacionais indexados. A síntese de cada um dos artigos é apresentada a seguir:

Artigo 1 – Geoquímica das metavulcânicas básicas do *greenstone belt* Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de vulcanismo em bacia de *back-arc* na transição Meso e Neoarqueano.

O foco desse artigo é a caracterização do vulcanismo básico do GBMN para compreender o possível ambiente de formação dessa sequência. Esse tema foi inicialmente abordado por Topitsch (1993) e Mascarenhas *et al.* (1998) através da geoquímica de metabasaltos, anfíbolitos e rochas ultramáficas, todas interpretadas como parte do GBMN. No entanto, Pearson *et al.* (2005) e Leite *et al.* (2007) mostraram que as rochas ultramáficas que truncam a sequência metassedimentar do Grupo Jacobina, assim como o conjunto de rochas máficas-ultramáficas que ocorrem em meio aos litotipos do Complexo Saúde não fazem parte do GBMN.

Assim, nesse artigo apresentamos a geoquímica de 17 amostras de metabasaltos que concentram-se na parte norte, imediações da cidade de Pindobaçu e, na parte sul, próximas ao município de Piritiba. A ausência de minerais como badeleíta e zircão impedem a datação robusta dessas rochas. Por outro lado, os dados geoquímicos obtidos nessa tese sugerem que processos como metamorfismo em fácies xisto verde, alteração hidrotermal de fundo oceânico e intemperismo superficial não modificaram significativamente as assinaturas geoquímicas primárias das rochas metavulcânicas do GBMN, permitindo assim tecer considerações sobre o ambiente de formação dessas rochas.

Os padrões distintos de ETRs das rochas do norte e do sul apontam para diferentes taxas de fusão da mesma fonte mantélica ou de fontes diferentes, que apesar dos diferentes padrões assemelham-se a rochas formadas em bacias de *back-arc* modernas (e.g. Izu-Bonin).

Artigo 2 – Geoquímica de BIFs do *greenstone belt* Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de sedimentação em ambiente anóxico com contribuição de fluidos hidrotermais.

Nesse artigo investigamos as condições redox do ambiente de formação do GBMN através das assinaturas dos elementos terras-raras e Y (ETR+Y) de formações ferríferas que ocorrem de forma descontínua ao longo da área de exposição da sequência

metavulcanossedimentar. A geoquímica das formações ferríferas mostra-se como ferramenta adicional para compreender seu ambiente de formação e abre a possibilidade de posicioná-lo estratigraficamente na evolução do segmento nordeste do CSF.

Os dados geoquímicos apresentados nesse artigo mostram que as formações ferríferas do GBMN apresentam características típicas de sedimentos químicos precipitados a partir da água do mar (e.g. anomalias positivas de La e Y), sob condições anóxicas a levemente oxidadas (e.g. pequenas anomalias negativas de Ce) e com contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura (anomalia positiva de Eu). A ausência de evidências de contribuição clástica permite classificar essas formações ferríferas como do tipo Algoma. Diante dessas e das demais evidências apresentadas ao longo do artigo, propomos que essas rochas foram formadas em um ambiente marinho anóxico, semelhante ao dos oceanos arqueanos, em um possível contexto de bacia de *back-arc*.

Artigo 3 - Idades U-Pb em zircões detríticos das unidades clásticas do greenstone belt Mundo Novo e sua correlação com a Bacia Jacobina, nordeste do cráton São Francisco, Brasil: uma única bacia?

Nesse último artigo avaliamos a proveniência das rochas metassedimentares clásticas do GBMN e sua relação as rochas metassedimentares do Grupo Jacobina. O GBMN tem sido considerado o embasamento da Bacia Jacobina (Mascarenhas *et al.*, 1998; Barbosa & Sabaté, 2004), porém a incerteza sobre a correlação estratigráfica entre as unidades clásticas do GBMN e das formações da Bacia Jacobina dificultam o entendimento sobre a evolução dessas bacias.

Assim, apresentamos dados U-Pb de zircões detríticos de 14 amostras de rochas atribuídas ao GBMN que mostram que a proveniência das rochas metassedimentares clásticas do GBMN e do Grupo Jacobina é rigorosamente a mesma, ambas não apresentando populações mais jovens que 3200 Ma. Além disso, a intercalação de quartzitos com xistos grafitosos e andaluzita xistos sugere deposição subaquática com períodos de variação do nível da água do mar, o que pode indicar uma deposição contínua entre as rochas que compõem o GBMN e a Bacia Jacobina, variando de ambiente fluvial a marinho. As amostras de muscovita quartzitos próximos de Piritiba, interpretadas como pertencentes a Unidade Itapura (Loureiro, 1991), apresentaram população principal de ca. 2,1 Ga, sendo correlacionadas ao Complexo Saúde e não ao GBMN.

6– CONCLUSÃO GERAL DA TESE

Diante dos resultados obtidos nessa tese propomos que o *greenstone belt* Mundo Novo representa uma sequência formada em ambiente de bacia de *back-arc*, em um contexto de subducção intraoceânica entre o Meso- e Neoarqueano. Os riolitos de 3,3 Ga fazem parte de um sistema plutônico-vulcânico intraplaca distinto da evolução do GBMN. Portanto, consideramos que esse sistema intraplaca foi o responsável pela abertura de um oceano em meio aos gnaisses do Bloco Gavião (Fig. 3). Em seguida, no contexto do Ciclo de Wilson, o fechamento desse oceano desencadeia na formação de um arco de ilha com bacia de *back-arc* associada. O vulcanismo que ocorre em diferentes estágios de evolução dessa bacia dá origem aos metabasaltos que ocorrem nas partes sul e norte do GBMN (Fig. 3). Ao mesmo tempo, esses centros vulcânicos são fontes de emanações de metais para a deposição de formações ferríferas e a formação de sulfetos em condições marinhas anóxicas (Fig. 4A). A sedimentação clástica ocorre em interface com o continente, representada pela transição gradual entre os metaconglomerados da base do Grupo Jacobina e os quartzitos situados no topo do GBMN (Fig. 4B). Por fim, a variação no nível da água do mar reflete na deposição de sedimentos mais psamíticos, representados pelos quartzitos, e mais pelíticos representados pelos andaluzita xistos (Fig. 4B).

Contudo, algumas questões permanecem abertas e podem nortear futuros trabalhos na região, a exemplo da idade de 3,3 Ga, que até o momento baliza as interpretações a cerca dessa sequência metavulcanossedimentar, mas que segundo Zincon *et al.* (2016) representa um evento magmático distinto da evolução do GBMN. Outra questão é a datação absoluta do magmatismo básico que auxiliaria no posicionamento estratigráfico do GBMN. Uma terceira questão seria a semelhança entre as assinaturas de ETR das formações ferríferas do GBMN com outras depositadas sob condições levemente oxidadas, o que abre a possibilidade de nichos de oxidação dos oceanos terem ocorrido desde a transição Meso-Neoarqueano.

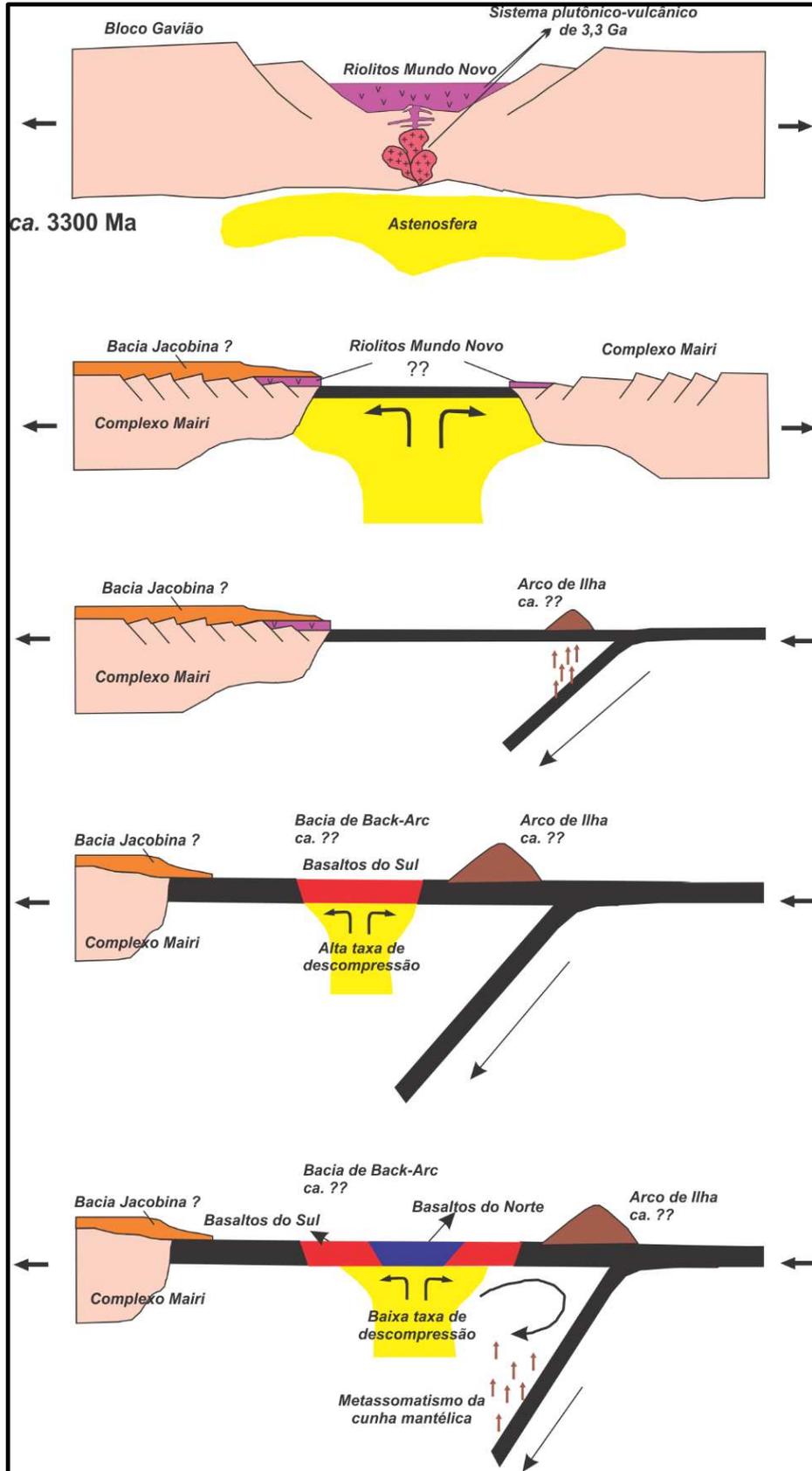


Figura 3 - Modelo tectônico de evolução do magmatismo básico do *greenstone belt* Mundo Novo.

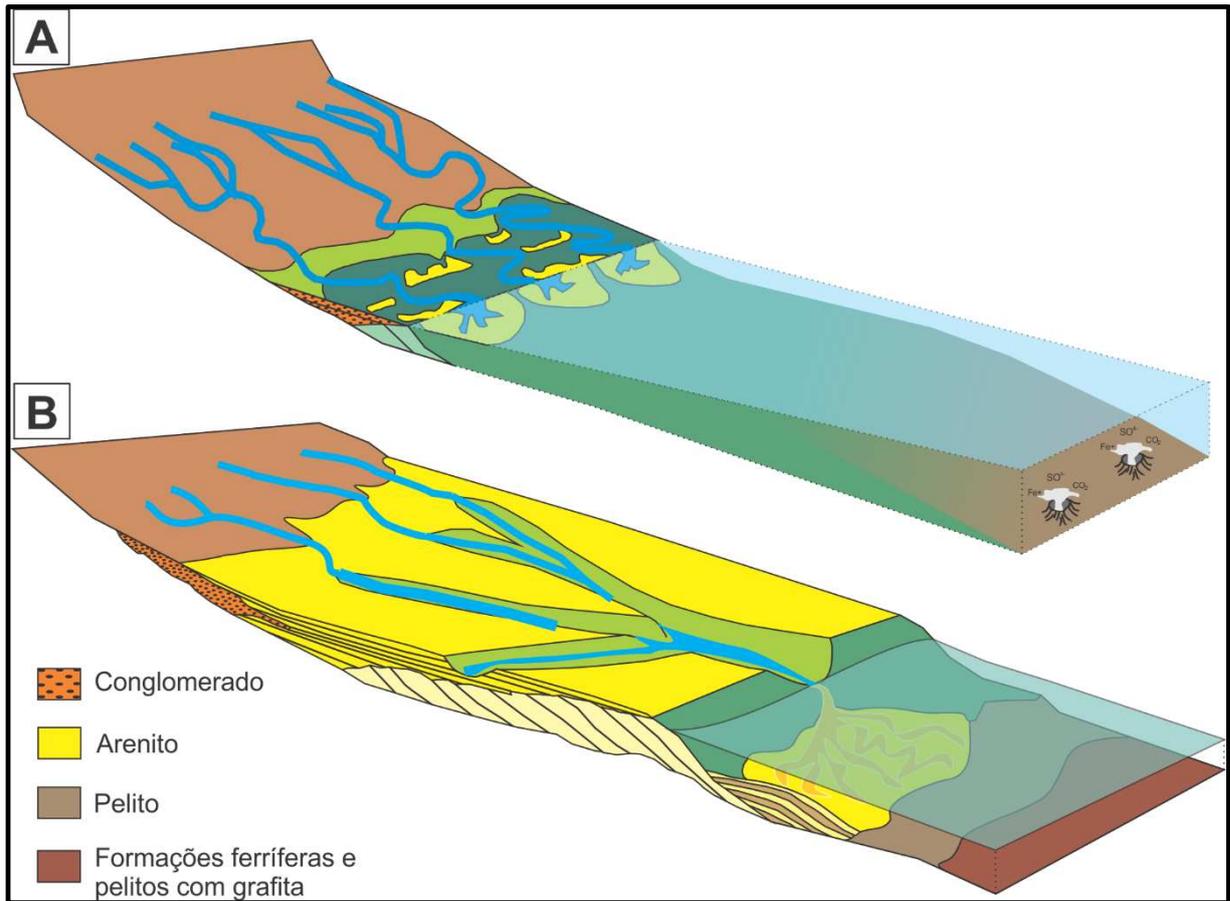


Figura 4 – Modelo de sedimentação da Bacia Jacobina e do *greenstone belt* Mundo Novo, mostrando a transição entre a deposição continental e marinha.

7– REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. *In: Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Reunião Preparatória. Salvador, 1993, SBG/SGM/CNPq*, p. 45-62.
- Alibert C., Barbosa J.S.F. 1992. Âges U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complex de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. *In: 14 Réunion des Sciences de la Terre (RST), Toulouse, France.*
- Arcanjo J.B.A., Couto P.A. 1978. Anomalias de cromo e níquel associadas ao complexo máfico-ultramáfico de Brejo dos Paulos (Ba). *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SGB, Anais, 5: 1960–1968.*
- Baldim M.R., Oliveira E.P. 2016. Anatomy of the Alto Alegre gneiss dome, São Francisco Craton, Brazil: A geological record of transpression along a Palaeoproterozoic arc-continent collision zone. *Precambrian Research, 286: 250-268.*
- Barbosa N.S., Teixeira W., Bastos-Leal L.R., Leal A.B.M. 2013. Crustal evolution of the western part of the Archean Gavião Block, São Francisco Craton, based on U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr evidence. *USP Série Científica, 13(4): 63-88.*
- Barbosa J.S.F., Cruz S.P., Souza J.S. 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Gomes L.C.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds). Geologia da Bahia, pesquisa e atualização. CBPM, Salvador, v.1.*
- Barbosa J. F. S., Peucat J. J., Martin H., da Silva F. A., de Moraes A. M., Corrêa-Gomes L. C., Sabaté P., Marinho M.M., Fanning C. M. 2008. Petrogenesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Palaeoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research, 167(1): 35-52.*
- Barbosa, J.S.F., Martin, H., Peucat, J.J., 2004. Paleoproterozoic dome forming structures related to granulite facies metamorphism. Jequié Block, Bahia, Brasil: petrogenetic approaches. *Precambrian Research, 135: 105–131.*
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archaean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research, 133: 1-27.*
- Barbosa J.S.F., Correa-Gomes L.C., Marinho M.M., Silva F.C.A. 2003. Geologia do segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Revista Brasileira de Geociências, 33(1): 33-48.*
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Revista da Academia Brasileira de Ciências, 74(2): 343-359.*
- Barbosa J.S.F. 1996. O embasamento arqueano e proterozóico inferior do Estado da Bahia. *In: Barbosa J.S.F., Domingues J.M.L. (eds.), Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo, Escala 1/1,000,000, Governo do Estado da Bahia/Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 64–85.*
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil. An expression of Archean Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D., Vidal P. (eds.), Granulites and Crustal Evolution, NATO ASI series. Serie C, 311: 195–221.*
- Barbuena D., Oliveira E.P., Zincone S.A. 2016. Estudos de proveniência dos quartzitos do greenstone belt Mundo Novo (BA) e implicações tectono-estratigráficas. *In Anais 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.*
- Bateman J.D. 1958. Uranium-bearing auriferous reefs at Jacobina, Brazil. *Economic Geology, 54: 417-425.*
- Bau M., Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research, 79: 37–55.*
- Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A. 1994. Archean greenstone belts are not oceanic crust. *Journal of Geology, 102: 121-138.*
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(1): 99-114.*
- Campbell I.H., Hill R.I. 1988. A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrain of the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters, 90: 11-25.*
- Collins W.J., Van Kranendonk M.J., Teyssier C. 1998. Partial convective overturn of Archean crust in the east Pilbara Craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology, 20:1405-1424.*
- Condie K.C. 2007. The distribution of Paleoarchean crust. *In: Van Kranendonk, M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (eds.), Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15, Elsevier, p. 9-18. Doi: 10.1016/S0166-2635(07)15012-X.*
- Condie K. C. 1981. Archean Greenstone Belts, 434, Elsevier, Amsterdam, 434p.
- Cordani U.G., Iyer S.S., Kawashita K., Sato K., McReath I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço cycle (ca. 1.5-1.0 Ga). *Journal of South American Earth Sciences, 5(1): 33-46.*

- Cordani U.G., Sato K., Marinho M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia-Brazil. *Precambrian Research*, **27(1)**: 187-213.
- Cordani U.G., Iyer S.S. 1979. Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrains of Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **9(3-4)**: 255-274.
- Costa F.G., Oliveira E.P., McNaughton N.J. 2011. The Fazenda Gavião granodiorite and associated potassic plutons as evidence for Palaeoproterozoic arc-continent collision in the Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**: 127-141.
- Cotta A.J.B., Enzweiler J., Nardy A.J.R. 2008. Certificado de análise do material de referência BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto). *Geochimica Brasiliensis*, **22**: 113-8.
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimaraes J.T., Melo R.C. 1978. Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica, relatório final, Salvador. CPRM, Convênio DNPM-CPRM, 12 v.
- Cunha J.C., Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F. 2012. Greenstone belts e sequências similares. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Gomes L.C.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds). Geologia da Bahia, pesquisa e atualização. CBPM, Salvador, v.1.
- D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Tohver E., Janikian L., Teixeira W., Hall C. 2011. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the high-grade metamorphic rocks of the Jequié block, São Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. *Precambrian Research*, **185**: 183-201.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, p. 227-334.
- de Wit M.J., Roerinf C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Perbedy E., Hart R.A. 1992. Formation of Archean continent. *Nature*, **357**: 553-562.
- Dickinson W., Gehrels G., 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, **163**: 29-66.
- Dirks P.H.G.M., Jelsma H.A. 2002. Crust-mantle decoupling and the growth of the Archean Zimbabwe craton. *Journal of African Earth Sciences*, **34**: 157-166.
- Donaldson C.H. 1982. Spinifex-textured komatiites: A review of textures, mineral compositions and layering. In: Arndt N.T., Nisbet E.G. (eds.), Komatiites. George Allen & Unwin, Londres, p. 211-244.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, New York, USA, 475p.
- Furnes H., Dilek Y., de Wit M.J. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**: 649-685.
- Griffon J.C. 1967. Apresentação do mapa geológico (1/100 000) da parte central da Serra de Jacobina (Bahia). Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo das comunicações. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, **26**: 33-34.
- Grisolia M.F.P., Oliveira E.P. 2012. Sediment provenance in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil, indicates deposition on arc settings with a hidden 2.17-2.25 Ga substrate. *Journal of South American Earth Sciences*, **38**: 89-109. doi:10.1016/j.jsames.2012.06.004.
- Gross W.H. 1968. Evidence for a Modified Placer Origin for Auriferous Conglomerates, Canavieiras Mine, Jacobina, Brazil. *Economic Geology*, **63**: 271-276.
- Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. 2001. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland. *Journal of Petrology*, **52 (5)**: 855-876.
- Horscroft F.D., Molinari L., Barbosa C.C. 1989. The Jacobina gold mine. In: 13th International Geochemical Exploration Symposium. Abstracts, Rio de Janeiro, RJ, p. 57-61.
- 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 (1-2)**: 47-69.
- Jordan H. 1972. Die Minas Gruppe in Nordest-Bahia, Brasilien. *Geologische Rundschau*, **61(2)**: 441-469.
- Jordan H. 1971. The late Precambrian synclinorium of Curaçá Brasil. *Geologische Jahrbuch*, **88**: 617-628.
- Kegel W.A. 1963. Estrutura geológica da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. DNPM, Boletim 207, Rio de Janeiro, 21p.
- Kusky T., Zhai M.G., W. Xiao. 2010. The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth. Geological Society, London, *Special Publication*, 338.
- Kusky T.M. 1989. Accretion of the Archean Slave Province. *Geology*, **17**: 63-67.
- Leal L.R.B., Teixeira W., Cunha J.C., Leal A.B.M., Macambira M.J.B., Rosa M.L.S. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **1**: 66-69.

- Leal L.R.B., Teixeira W., Cunha J.C., Macambira M.J.B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical and geochronology characteristics. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**: 209-220.
- Leal L.R.B. 1998. *Geocronologia U-Pb (SHRIMP), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para Evolução arqueana e proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estado de São Paulo, 178 p.
- Ledru P., Milési J.P., Johan V., Sabaté P., Maluski H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina basin (São Francisco province Brazil). *Precambrian Research*, **86**: 155–176.
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J., Onstott T., Johan V., 1994. Ages dumé tamorphisme granulitique dans le craton de São Francisco (Brésil), Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **318(2)**: 251–257.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Goncalves P., Nicollet C., Sabaté P. 2009. Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador–Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research*, **15**: 49-70.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Nicollet C., Sabaté P. 2007. Evolução metamórfica/metassomática paleoproterozóica do Complexo Saúde, da Bacia Jacobina e de leucogranitos peraluminosos na parte norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4)**: 777-797.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Nicollet C., Sabaté P. 2001. A evolução do magmatismo peraluminoso em zonas de cisalhamento de transpressão paleoproterozóicas no Orógeno Salvador-Curaçá, nordeste do Estado da Bahia. *In: Anais do 8º Simpósio Nacional de Estruturas Tectônicas, Recife*, 257-262.
- Leo G.W., Cox D.P., Carvalho J.P.P. 1964. Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, DGM, Boletim 209, 87p.
- Loureiro H.S.C., Santos R.A. 1991. Estratigrafia: Folha Mundo Novo. *In: Loureiro H.S.C. (org.), Mundo Novo, folha SC. 24 Y D IV: Estado da Bahia, texto explicativo*. Brasília: DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). Convênio DNPM-CPRM, p. 18–21.
- Marinho M.M., Vidal P., Alibert C., Barbosa J.S.F., Sabaté P. 1994. Geochronology of the Jequié–Itabuna granulitic belt and of the Contendas–Mirante volcano-sedimentary belt. *Boletim de Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Publicação especial* **17**, 73–96.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Martin H., Sabaté P., Peucat J.J., Cunha J.C. 1991. Un Segment de Croute Continentale d'Âge Archée an ancien (3,4 milliards d'années): le Massif de Sete Voltas (Bahia-Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, **313**: 531–538.
- Mascarenhas J.F., Ledru P., Souza S.L., Conceição Filho V.M., Melo L.F.A., Lorenzo C.L. Milési J.P. 1998. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.13, 55p.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.5, 32p.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Griffon J.C. 1992. Contribuição à geologia do Grupo Jacobina, região Jacobina/Pindobaçu. *In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, São Paulo*, **2**: 141-142.
- Mascarenhas J.F., Garcia T.W. 1989. Mapa geocronológico do Estado da Bahia: texto explicativo. Salvador: SGM.
- Mascarenhas J.F. 1976. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. *In: Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto*, **4**:25-49
- Mascarenhas J.F., Guimarães J.T., Moraes L.C., Queiroz C.J.A, Marinho M.M., Neves J.P. 1975. Projeto Bahia: geologia da folha Senhor do Bonfim, relatório final, Salvador, CPRM, v.5.
- Mascarenhas J.F. 1969. Estudo geológico da parte norte da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo*, **18(1)**: 3–21.
- Melo Jr. G. 1993. Gênese da mineralização aurífera de Jacobina, Bahia: uma hipótese alternativa. *In: Anais do 2º Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador*, p.26–31.
- Mello E.F., Xavier R.P., McNaughton N.J., Hagemann S.G., Fletcher I., Snee L. 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralisation in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Mineralium Deposita*, **40**: 849-866.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. Mapa geológico (1:250.000), folha Serrinha SC.24-Y-D, Estado da Bahia, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Salvador.
- Milesi J.P., Ledru P., Marcoux E., Mougeot R., Johan V., Lerouge C., Sabaté P., Bailly L., Respaut J.P., Skipwith P. 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a “hydrothermal shear-reservoir” model. *Ore Geology Review*, **19**: 95–136.

- Minter W.E.L. 1975. Sedimentological aspects of the Serra do Córrego formation with particular reference to the main reef unit at Cuscuz and Morro do Vento near Jacobina, Bahia, Brazil. Technical Report, 20 pp.
- Molinari L. 1982. Mineralizações auríferas em Jacobina, Bahia. Gold Symposium (I Simpósio do ouro), Salvador. Anais, 26-31.
- Mougeot R. 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au, \pm U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). Thèse de l'Université de Montpellier II, 306 p.
- Myers J.S. 1995. The generation and assembly of an Archean super continent: evidence from the Yilgarn craton, western Australia. *In: Coward, M.P., Ries, A.C. (eds.), Early Precambrian Process. Geological Society Special Publication, 95: 143-154.*
- Navarro M.S., Andrade S., Ulbrich H., Gomes C.B., Girardi V.A.V. 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research, 32(2): 167-180.*
- Neves B.B.B. 1972. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste: folha n.24, Aracaju-SO. Série Brasil, SUDENE, 26. Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research, 163: 179-188.*
- Nunes N.S.V., Melo R.C. 2007. Região central do Cinturão Bahia Oriental: geologia e recursos minerais. Série Arquivos Abertos 26, CBPM, CPRM, Salvador.
- Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research, 163: 179-188.*
- Oliveira E.P., Silveira E.M., Söderlund U., Ernst R., McNaughton N., Leal A. 2011a. Precise New U–Pb ages of Precambrian Mafic Dykes and Sills from the São Francisco Craton, Brazil, and their tectonic and metallogenetic implications. *In: Proceedings of Gondwana 14 Conference, Buzios, Brazil, 25–30 September 2011, Abstracts p. 43.*
- Oliveira E. P., Souza Z. S., McNaughton N. J., Lafon J-M., Costa F. G., Figueiredo A. M. 2011b. The Rio Capim Volcanic-Plutonic-Sedimentary Belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. *Gondwana Research, 19: 735–750. doi:10.1016/j.gr.2010.06.005.*
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R. 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications, 338: 263-286. Doi:10.1144/SP338.13.*
- Oliveira E. P., Windley B. F., McNaughton N., Pimentel M., Fletcher I. R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador– Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research, 128: 143–165.*
- Oliveira, E.P., Mello, E.F., MacNaughton, N.J., 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Science, 15: 284–298. http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00039-1.*
- Oram W.G. 1975. A Preliminary Sedimentological Study of the Serra do Córrego Formation at Jacobina, Brazil. Anglo American Corporation of South Africa Limited. Geology Department, Gold and Uranium Division. Occasional Report, 32 pp.
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Mass R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics and Geosystem, 11, Q0AA06.*
- Pearson, W., Macêdo, P.M., Rúbio, A., Lorenzo, C.L., Karpeta, P. 2005. Geology and gold mineralization of the Jacobina Mine and Bahia Gold Belt, Bahia, Brazil and comparison to Tarkwa and Witwatersrand. *In: Proceedings of Geological Society of Nevada Symposium, Reno, Nevada, 1: 757–786.*
- Petrus J.A., Kamber B.S. 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research, 36: 247-270.*
- Peucat J.J. Mascarenhas J.F., Barbosa J.S., Souza F.S., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences, 15: 363–373.*
- Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Sabaté P. 1998. Recycling of the Archean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science, 5:487-498.*
- Planavsky N. J., Bekker A., Rouxel O. J., Knudsen A. and Lyons T. W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic iron formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 74: 6387–6405.*

- Polat A., Hofmann A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, **126**:197–218.
- Polat A., Hofmann A.W., Rosing M. 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the Earth. *Chemical Geology*, **184**:231–254.
- Roig H.L., Moya M.M., Aron P. 1992. Ocorrências de ouro na região de Pindobaçu, Bahia. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, SBG, São Paulo, **1**: 235–236.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Scheller T., Martin H., BastosLeal L.R. 2001. Idades Pb-Pb e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm- Nd do magmatismo sienítico paleoproterozóico no sul do Cinturão Móvel Salvador Curacá: Maciço Sienítico de São Felix. Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(3)**: 390–400.
- Sabaté P., Barbosa J.S.F., Marinho M.M., 1994a. The São Francisco craton: a short outline. Boletim de Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Publicação especial, **17**, 2–8.
- Sabaté P., Peucat J.J., Melo R.C., Pereira L.H.M. 1994b. Datação por Pb evaporação de monozircão em ortogneisses do Complexo Caraíba. Expressão do Acrescimento Crustal Transamazônico do cinturão Salvador–Curacá (Craton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Resumos Expandidos, SBG, **1**: 219–220.
- Sabaté P. 1991. Évolution transamazonienne et structures de collision dans le craton São Francisco (Bahia, Brazil). In: Evolution crustale du Proterozoïque inférieur, Afrique de L'ouest et Amérique du Sud.
- Sabaté P., Marinho M.M., Vidal P., Vachette M.C. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina–Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, **83**: 325–338.
- Sampaio A.R., Santos R.A., Rocha A.J.D., Pedreira A.J., Neves J.P., Guimarães J.T. 2001. Jacobina, folha SC.24-Y-D-II: Estado da Bahia. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 75p.
- Sampaio A.R., Santos R.A., Rocha A.J.D., Guimarães J.T. 1998. Mapa geológico da folha Jacobina, SC.24-Y-C. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Salvador.
- Sampaio A.R. 1992. Gavião, folha SC. 24-Y-D-II; Estado da Bahia. Brasília: DNPM, 1992 (programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). Convênio DNPM/CPRM.
- Sampaio G.M.S., Enzweiler J. 2015. New ICP-MS Results for Trace Elements in Five Iron-Formation Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **39(1)**: 105-119.
- Santos-Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Barbosa J.S.F, Fanning C.M., Cocherie A., Paquette J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *Journal of South American Earth Science*, **40**: 129-142.
- Seixas S.R.M., Loureiro H.S.C., Azevedo R.R. 1980. Projeto Mundo Novo. Relatório de Progresso. CPRM, Salvador, 3 v.
- Seixas S.R.M., Marinho M.M., Moraes Filho O. 1975. Projeto Bahia II: Geologia das folhas Serrinha e Itaberaba. Relatório Final, CPRM, Salvador, 6 v.
- Silva L.C., Armstrong R., Delgado I.M., Pimentel M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: Limite centro-oriental do Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**: 501-512.
- Silva M.G. 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton São Francisco, Estado da Bahia. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, v.2, p.181-182.
- Souza S.L., Garrido I.A.A., Oliveira N.S., Fróes R.J.B. 2002. Projeto Greenstone belt Mundo Novo: escala 1:100.000. Estudos Geológicos Regionais, v.1, CBPM, Salvador.
- Souza S.L., Mascarenhas J.F., Moraes A.M.V. 1996. Geologia do "greenstone belt" Mundo Novo, Bahia. In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, **1**: 103-106.
- Spier CA, Oliveira SMB, Sial AN, Rios FJ. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **152**:170–206.
- Teixeira W., Oliveira E.P., Soares L. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (eds) The São Francisco Craton and Its Margins - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing, pp. 29-56. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0_3.
- Teles G.S, Chemale Jr. F., Oliveira C.G. 2015. Paleoarchean record of the detrital pyrite-bearing, Jacobina Au–U deposits, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **256**: 289-313.
- Teles G.S. 2013. Proveniência e idades de deposição dos sedimentos auríferos da Bacia de Jacobina: Implicações sobre a evolução da bacia durante o Paleoarqueano e a gênese da mineralização. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 122 pp.

- Teles G.S. 2011. Estudo de Proveniência e Geoquímica dos Metassedimentos da Formação Serra do Córrego, no Morro do Vento, Jacobina, Bahia. Monografia de Graduação, Universidade Federal de Sergipe, 85 pp.
- Topitsch W.M. 1993. Geoquímica e petrologia dos ultramafitos e mafitos da serra de Jacobina/Bahia: Komatiitos, basaltos de alto Mg e toleíitos numa bacia oceânica intracontinental. *In: 2º Simpósio sobre o cráton São Francisco, Salvador, SBG*, p. 109-111.
- Vendemiatto M.A., Enzweiler J. 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards Newsletter*, **25**: 283-291.
- Vermeesch P. 2012. On the visualization of detrital age distributions. *Chemical Geology*, **312-313**: 190-194.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**: 1-23.
- Windley B.F. 2007. Overview and history of investigation of Early Earth rocks. *In: Van Kranendonk, M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (eds.), Earth's Oldest Rocks. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15, Elsevier*, p. 3-7. Doi: 10.1016/S0166-2635(07)15011-8.
- White M.G. 1961. Origin of uranium and gold in the quartzite-conglomerate of the Serra de Jacobina, Brazil. USGS Prof. Paper 424B, Washington, p. 8-9.
- Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O., Zhang H., Zhai M. 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic-plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos*, **266-267**:414-434.
- Zincone S.A., Barbuena D., Oliveira E.P., Baldim M. 2017. A Paleoproterozoic foreland basin and a Paleoarchean intracontinental rift sequence at the northern sector of the São Francisco Craton, Brazil: evidences from detrital zircon U-Pb geochronology of the Saúde Complex. *Submitted*.

ANEXO I

Geoquímica das metavulcânicas básicas do *greenstone belt* Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de vulcanismo em bacia de *back-arc* na transição Meso e Neoarqueano.

INTRODUÇÃO

O termo *greenstone belt* é comumente utilizado para descrever sucessões supracrustais espacial e temporalmente relacionadas, que compreendem rochas intrusivas e extrusivas ultramáficas a félsicas, associadas a uma variedade de rochas metassedimentares e intrudidas por plútons graníticos (Weaver & Tarney, 1981; Furnes *et al.*, 2015). Os processos geodinâmicos e ambientes de formação desses terrenos ainda são controversos, variando desde modelos (i) de pluma mantélica (e.g. Condie, 1997; Hamilton, 1998; Kerr *et al.*, 2000; Van Kranendonk *et al.*, 2015), (ii) subducção e acreção (e.g. Kusky & Polat, 1999; Polat & Kerrich, 2001; Peng *et al.*, 2015), (iii) interação entre arcos e plumas (e.g. Polat *et al.*, 2006; Wyman *et al.*, 2002) e (v) tipos diferenciados de ofiolitos (e.g. de Wit, 2004; Kusky & Zhai, 2012; Furnes *et al.*, 2015; Polat *et al.*, 2015).

As assembleias litológicas de muitos *greenstone belts* arqueanos como Isua e Ivvisaartoq (Groenlândia), Wabigoon e Abitibi (Canadá), Barberton (África do Sul) e Wundo (Austrália) preservam assinaturas geoquímicas que indicam processos de subducção semelhantes a tectônica de placas fanerozóica (e.g. Kerrich *et al.*, 1998; Polat & Kerrich, 2006; Zhai & Santosh, 2011; Furnes *et al.*, 2015). As rochas metabásicas de *greenstone belts* do craton Dharwar (Índia) também mostram evidências de arcos magmáticos na transição entre o Meso e Neoarqueano (e.g. Santosh *et al.*, 2015; Manikyamba *et al.*, 2009). As assinaturas geoquímicas de rochas vulcânicas do *greenstone belt* Nuvvuagittuq (Canadá) são análogas aquelas de arcos intraoceânicos fanerozóicos como o de Izu-Bonin (e.g. Turner *et al.*, 2014; Pearce, 2014).

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN) foi definido por Mascarenhas & Silva (1994) como uma das mais completas sequências *greenstone* associadas aos ortognaisses arqueanos do Bloco Gavião, porção nordeste do cráton São Francisco (Fig. 1.1A). A compartimentação original do GBMN compreende quatro unidades principais que possuem seção-tipo e sequência litológicas próprias, mas que ocorrem de forma descontínua ao longo de aproximadamente 100 km do lineamento Contendas-Jacobina. Os riolitos de 3,3 Ga que ocorrem próximos ao município de Mundo Novo foram interpretados como vulcanismo félsico do GBMN (Peucat *et*

al. 2002) e definiam a idade dessa sequência vulcanossedimentar. Zincone *et al.* (2016) associaram esses riolitos a um sistema plutônico-vulcânico intraplaca com evolução distinta do GBMN, deixando sob discussão a idade do vulcanismo básico dessa sequência.

Apesar da dificuldade de estabelecer uma relação temporal e espacial entre suas unidades, bem como posicioná-lo na evolução geológica da porção nordeste do cráton São Francisco, a petrogênese das rochas metabásicas torna-se uma ferramenta importante para compreender os processos geológicos e o ambiente tectônico de formação do GBMN.

Assim apresentamos nesse trabalho a geoquímica de elementos maiores, menores e traços de 17 amostras de metabasaltos que ocorrem predominantemente nas imediações das cidades de Pindobaçu (parte norte - Fig. 1.1B) e Piritiba (parte sul - Fig. 1.1B). Os resultados sugerem que, apesar do metamorfismo em fácies xisto verde, da alteração hidrotermal e dos processos superficiais, a distribuição dos elementos de elevado raio iônico (e.g. terras-raras, Zr, Nb, Th) preservam as características originais do ambiente de formação dessas rochas. Em função da similaridade com as assinaturas geoquímicas dos basaltos do arco Izu-Bonin, propomos que o GBMN tenha se formado em uma bacia do tipo *back-arc*. A colisão intraoceânica que deu origem a essa bacia foi precedida pela formação do sistema intraplaca que gerou os riolitos de 3,3 Ga. Os diferentes padrões exibidos pelas rochas do norte e do sul da área refletem diferentes taxas de fusão da fonte mantélica em estágios distintos da evolução da bacia.

NATUREZA E COMPOSIÇÃO DA CROSTA OCEÂNICA ARQUEANA

Basaltos toleíticos de arcos de ilha, em geral, apresentam baixos conteúdos de ETRs e HFSE, atribuídos a fusão parcial de fonte mantélica já empobrecida por outras extrações. Por outro lado, podem exibir enriquecimento em LILEs (*Large-ion Lithophile Elements*), elementos terras-raras leves (ETRL) e elementos como Th e U, o que alguns autores (Pearce, 1982 2014; Beccaluva & Serri, 1988; Dilek & Thy, 2009; O’Neil *et al.*, 2011) atribuem principalmente à hidratação da cunha mantélica através da incorporação desses elementos provenientes da placa oceânica subductada.

Os basaltos modernos, oriundos de diferentes ambientes tectônicos, incluindo (i) basaltos de cadeias meso-oceânicas, toleíticos (MORB), (ii) basaltos de arcos de ilha, variando de toleíticos a calcioalcalinos (IAB), (iii) basaltos de ilhas oceânicas, em geral alcalinos (OIB) e (iv) basaltos de platôs oceânicos, subalcalinos (OPB), possuem diferentes assinaturas de

elementos-traço, o que permitem que sejam diferenciados (Pearce & Peate, 1995; Hofmann, 1997; Kerr, 2003; Polat & Hofmann, 2003). Isso ocorre em virtude de certos grupos de elementos apresentarem comportamentos específicos para determinados ambientes petrogenéticos. Assim, torna-se possível inferir, a partir de comparações com as assinaturas atuais, os prováveis ambientes de formação dessas rochas antigas (e.g. Polat & Kerrich, 2006 e referências). A composição química das rochas metavulcânicas básicas de *greenstone belts* arqueanos, por exemplo, sugere que façam parte da crosta oceânica primitiva (e.g. deWit, 2004; Furnes *et al.*, 2013).

Por outro lado, a presença de associações petrogenéticas distintas entre terrenos arqueanos e fanerozóicos (e.g. abundância de komatiítos, intrusões TTG, anortositos bandados e grande volume de formações ferríferas bandadas para os terrenos mais antigos), levaria a crer que essa comparação seria inviável. No entanto, essas diferenças resultam principalmente da temperatura mais elevada do manto e da atmosfera pobre em oxigênio do Arqueano. Diante disso, alguns autores (e.g. Ross & Bédard, 2009; Jenner *et al.*, 2013; Polat, 2013; Manikyamba *et al.*, 2015) propõem que as assinaturas geoquímicas desses ambientes geotectônicos se mantiveram relativamente homogêneas durante a evolução do planeta. Como evidência disso, Jenner *et al.* (2013), apresentam padrões de elementos-traço do tipo OIB para anfíbolitos de 3,75 Ga, encontrados em Innersuartuut Island, Groenlândia. Polat (2013) compara esses anfíbolitos a metabasaltos também do sudoeste da Groenlândia, sendo que esses metabasaltos plotam no campo dos IAB nos diagramas de discriminação de ambiente geotectônicos (La/Th–Nb/Th–Sm/Th–Yb/Th - Agrawal *et al.*, 2008). Esses dados sugerem que já no Eoarqueano havia geração e destruição de placas em ambientes divergentes e convergentes, com assinaturas semelhantes aos ambientes atuais.

Com relação às assinaturas do tipo MORB, essas são bastante escassas em terrenos antigos. Boninitos, picritos e basaltos toleióticos encontrados no sudoeste da Groenlândia possuem assinaturas geoquímicas similares aos MORBs atuais (Polat *et al.*, 2011). Nos diagramas de discriminação de Agrawal *et al.* (2008), essas rochas compõem um *trend* que varia de MORB a IAB, atribuído pelos autores ao desenvolvimento de zonas de subducção intraoceânicas, onde o manto empobrecido é fertilizado pela placa subductada, suportando a hipótese do início do processo de tectônica de placas já nos primórdios da história do planeta.

Condie (2015), contrariando os autores que defendem a utilização de diagramas de razões de elementos incompatíveis para caracterizar ambientes tectônicos antigos (Ross & Bédard, 2009; Manikyamba *et al.*, 2009, 2015; Maurice *et al.*, 2012; Messo *et al.*, 2012; Furnes *et al.*, 2013), afirma que há inúmeros problemas em aplicar esses diagramas, principalmente

antes da propagação da tectônica de placas no Neoarqueano. No entanto, esses diagramas são bastante úteis para estudar heterogeneidades do manto, efeitos do grau de fusão, mistura de magmas e efeitos da contaminação crustal (Condie, 2015).

Saccani (2015), aplicando os diagramas de classificação de ambientes tectônicos de Pearce (2008) para rochas ofiolíticas arqueanas, adverte para a possibilidade de auto-correlações espúrias em diagramas que plotam razões elementares com denominador comum. Para evitar esse problema, Saccani (2015) propõe a utilização do diagrama Th_N vs. Nb_N (normalizados ao N-MORB de Sun & McDonough, 1989) na discriminação entre rochas formadas em ambientes relacionados e não relacionados a subducção. Isso porque o incremento da razão Th/Nb indica a interação de fontes mantélicas com fluidos de zonas de subducção (Saccani, 2015).

De forma geral, algumas características diagnósticas permitem diferenciar os basaltos atuais com relação ao seu ambiente tectônico. Rochas vulcânicas derivadas de plumas mantélicas, por exemplo, apresentam empobrecimento em ETRLs, altos valores de MgO (>14 wt.%) e razões Nb/Y maiores que as dos MORBs. Já lavas provenientes de *hotspots*, que também estão associados com plumas mantélicas, apresentam relativo enriquecimento em elementos-traço incompatíveis e empobrecimentos em ETRPs, sugerindo fusão profunda na zona de estabilidade da granada (Frey *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2000). Por outro lado, platôs oceânicos apresentam padrão horizontal dos ETRs, indicando fontes rasas ou elevado grau de fusão. Altos valores de Sm/Yb_{cn} , Nb/Zr e La/Y sugerem mais ilhas oceânicas do que platôs (Frey *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2000).

Basaltos continentais geralmente não formam estruturas em almofadas e apresentam características de erupção subaérea, intercalada com sedimentos. A contaminação pelos sedimentos eleva a razão Ba/Nb_{pm} (>10) (Baker *et al.*, 1996; Kerr *et al.*, 2000). Além disso, basaltos continentais apresentam ϵ_{Nd} negativo em função da interação com a crosta mais antiga.

Razões La/Nb_{pm} maiores que 1,1 remetem a rochas de arcos, tanto os mais jovens como os mais antigos. Graficamente são representados por anomalias negativas de Nb. Essas altas razões La/Nb_{pm} podem sugerir interação com o manto litosférico subcontinental ou com a crosta continental em zonas de convergência. (Storey *et al.*, 1989; Polat & Hofmann, 2003).

Os basaltos de bacias de *back-arc* geralmente apresentam padrão horizontal de ETRs normalizados ao condrito, além de estruturas em almofadas. A depender da composição do manto sob a bacia de *back-arc* três tipos composicionais de lavas podem se formar: (i) similar aos MORBs, apresentando padrão horizontal dos ETR/condrito e distinguíveis dos platôs pelas baixas razões Nb/Y; (ii) mais enriquecidos em elementos-traço, fruto da interação com plumas

mantélicas, resultando em basaltos com conteúdo de elementos-traço semelhantes a platôs oceânicos e que plotam no diagrama Zr/Y-Nb/Y nos campos de platôs e intraplaca e (iii) com assinatura de arco nos ambientes colisionais, fruto do metassomatismo parcial do manto pelos fluidos da placa oceânica subductada, refletindo no incremento dos LILEs (e.g. Rb, Ba, Th) e voláteis (Saunders & Tarney, 1991; Leat *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2000). As temperaturas do manto presente sob bacias de *back-arc* são inferiores (T~1200°C) às temperaturas de plumas mantélicas (T~1400°C), o que resulta na formação de basaltos com menores conteúdos de Mg (e.g. Kerr *et al.*, 2000). As temperaturas mais elevadas das plumas geram rochas mais ricas em Ni (>100ppm) e Cr, com raras exceções (Kerr *et al.*, 2000).

GEOLOGIA REGIONAL

O embasamento da porção nordeste do cráton São Francisco é formado pela justaposição dos blocos arqueanos Gavião, Serrinha, Jequié e Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que foram aglutinados durante o Paleoproterozóico (Fig. 1.1A - Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

O Bloco Gavião é constituído por associações litoestratigráficas tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) e associações gnáissico-anfibolíticas, por vezes migmatizadas, representadas pelos Complexos Gavião, Mairi, Lençóis e Remanso-Sobradinho que apresentam as idades mais antigas da plataforma sulamericana (3,4 Ga – 3,1 Ga, Nutman & Cordani, 1993; Mougeot, 1996; Martin *et al.*, 1997; Santos-Pinto *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2017). Zincone *et al.* (2016) definiram um sistema plutônico-vulcânico intraplaca de 3,30 Ga associado aos ortognaisses do Complexo Mairi.

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN – Fig. 1.1B) é um dos vários terrenos do tipo granito-*greenstone* justapostos aos gnaisses do Bloco Gavião (e.g. Umburanas, Riacho de Santana). A sequência metavulcanossedimentar foi definida por Mascarenhas & Silva (1994) baseados em diversos trabalhos anteriores que já descreviam uma sucessão a leste da Serra de Jacobina formada por rochas metavulcânicas básicas, félsicas e metassedimentares, todas metamorfizadas em fácies xisto verde (e.g. Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Mascarenhas, 1969; Couto *et al.*, 1978; Loureiro, 1991; Roig *et al.*, 1992).

Na definição de Mascarenhas & Silva (1994) o GBMN compreende quatro unidades principais (i) Domínio Máfico/Ultramáfico, representado pelas rochas metamáfica-metaultramáficas imbricadas como escamas tectônicas no Complexo Saúde e Grupo Jacobina,

além do sill máfico-ultramáfico de Campo Formoso e Socotó (Mascarenhas *et al.*, 1992); (ii) Domínio Vulcânico Máfico, que contempla os metabasaltos com lavas almofadadas (Roig *et al.*, 1992; Mascarenhas *et al.*, 1992; Souza *et al.*, 2002); (iii) Domínio Vulcânico Félsico/Sedimentar, que corresponde à Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991); e (iv) Domínio Sedimentar, caracterizado pelos litotipos da Unidade Itapura (Loureiro, 1991) e Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978; Melo *et al.*, 1995). Essas unidades possuem seções-tipo próprias e sequências litológicas características. Cada seção-tipo é descrita localmente, ocorrendo de forma descontínua ao longo dos 330 km do lineamento Contendas-Jacobina, o que deixa sob discussão a real extensão e empilhamento estratigráfico do GBMN.

Além disso, há poucos dados geocronológicos que delimitam a relação temporal e permitem uma reavaliação das unidades definidas por Mascarenhas & Silva (1994). A idade 3,30 Ga que caracteriza o GBMN como arqueano, foi definida por Peucat *et al.* (2002) através da datação de riolitos próximos a cidade de Mundo Novo (Domínio Félsico/Sedimentar) e interpretados como o vulcanismo félsico associado a formação do *greenstone belt*. Zincone *et al.* (2016) sugerem que esses riolitos fazem parte de uma sistema plutônico-vulcânico intraplaca e que sua evolução não está vinculada à formação do GBMN, questionando a idade dessa sequência metavulcanossedimentar. Pearson *et al.* (2005) mostraram por relações de campo que o sill ultramáfico de Campo Formoso e as rochas ultramáficas da Serra de Jacobina são corpos intrusivos e não imbricações tectônicas, sendo portanto mais novas que o GBMN e o Grupo Jacobina. Zincone *et al.* (2017 – submetido) mostraram que as rochas metassedimentares do Complexo Saúde fazem parte de uma bacia *foreland* desenvolvida durante a orogenia Riacciana-Orosiriana, sendo sua evolução também distinta do GBMN. Barbuena *et al.* (2016) correlacionam os muscovita quartzitos da Unidade Itapura ao Complexo Saúde e, portanto, também não fazem parte da sequência do GBMN.

Souza *et al.* (1996, 2002) e Mascarenhas *et al.* (1998) agruparam sob a mesma conotação genética os metabasaltos que ocorrem ao longo da área de exposição do GBMN, as rochas metamáficas que ocorrem na forma de diques em meio ao Complexo Saúde e os corpos gabróticos alojados nos TTGs do Complexo Mairi. Esses autores reportaram afinidade toleítica para essas rochas, exibindo padrão de MORB enriquecidos nos diagramas de ETR normalizados ao condrito, sugerindo um possível ambiente de arco de ilha para a formação desse grupo de rochas. No entanto, Pearson *et al.* (2005) e Leite *et al.* (2007) sugerem, através das relações de campo, que nem os corpos gabróticos alojados no Complexo Mairi e nem os diques do Complexo Saúde fazem parte da sequência máfica do GBMN.

Dessa forma, o GBMN fica restrito a sequência de metavulcânicas máficas, *cherts*, formações ferríferas, xistos grafitosos e quartzitos aflorantes principalmente próximos à cidade de Pindobaçu, na porção norte da área de exposição do GBMN (Fig. 1.1B). Na porção sul, próximo a cidade de Piritiba (Fig. 1.1B) também ocorrem metabasaltos, por vezes associados com formações ferríferas (DB-140 – Fig. 1.1C), porém não são reconhecidos os outros litotipos presentes na parte norte.

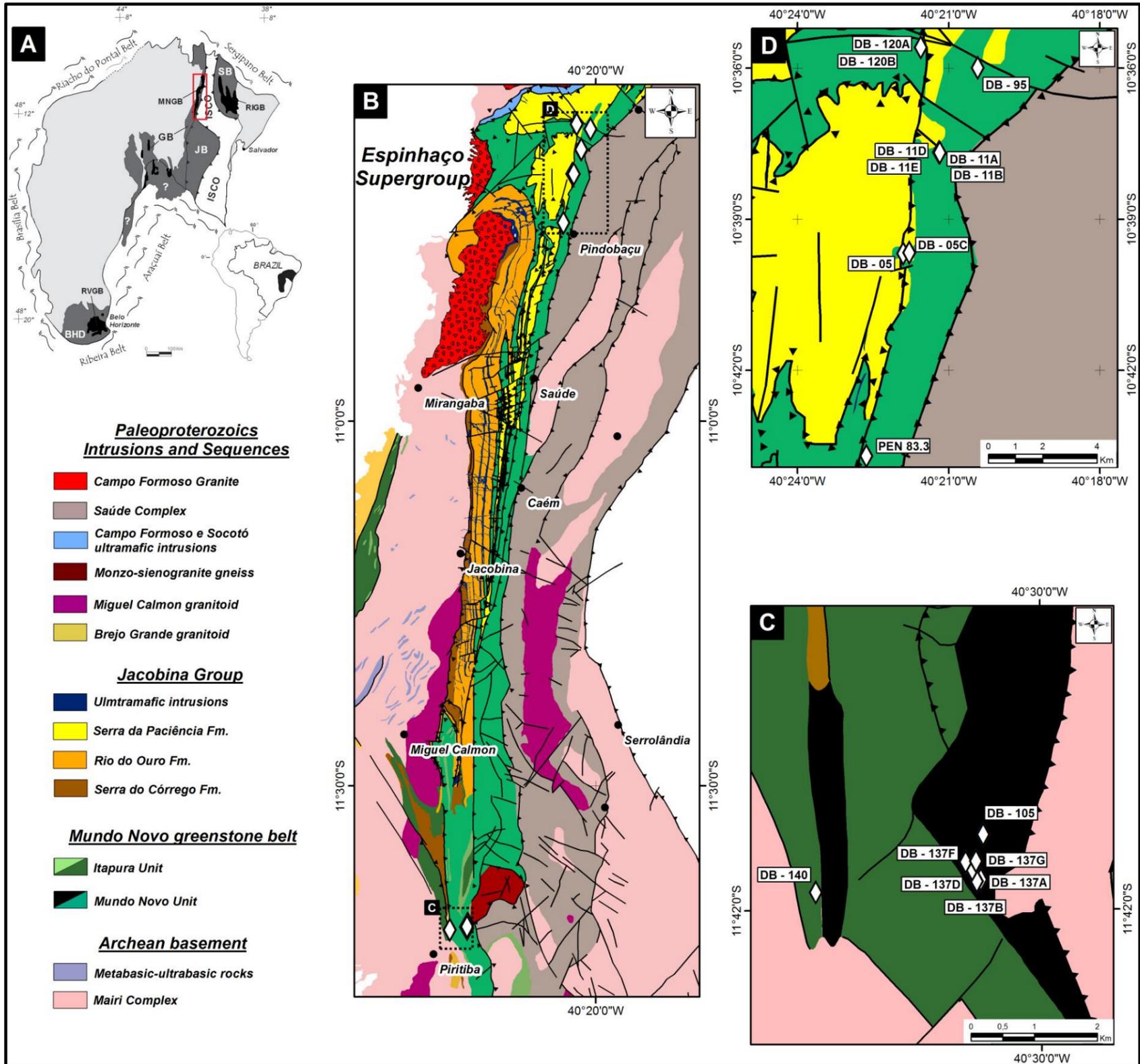


Figura 1.1 - Distribuição espacial das amostras de metabasaltos coletadas ao longo do greenstone belt Mundo Novo. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alkmin *et al.*, 1993 - GB: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas); (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005); (c) detalhe das imediações da cidade de Piritiba e localização das amostras coletadas (mapa compilado de Mascarenhas & Silva, 1994); (d) detalhe das imediações da cidade de Pindobaçu e localização das amostras coletadas (mapa compilado de Pearson *et al.*, 2005). Losângos brancos representam as amostras de metabasaltos coletadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras de metabasaltos foram coletadas ao longo do alinhamento estrutural N-S do GBMN, contemplando as porções norte, próximo à cidade de Pindobaçu, e sul, nas imediações da cidade de Piritiba. Priorizou-se as rochas mais frescas e com poucas evidências de alteração hidrotermal. Metabasaltos com estruturas em almofadas encontrados na porção norte da área também foram coletados.

As análises geoquímicas de elementos-traço, menores e maiores em rocha-total foram realizadas por espectrometria de fluorescência de raios X em discos prensados e de vidro. Os elementos do grupo terras-raras e outros elementos traço foram determinados por espectrometria de massa com plasma induzido (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*, ICP-MS).

A preparação de amostras ocorreu no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP, onde foram britadas em britador de mandíbula Fritsch, quarteadas manualmente e moídas em moinho planetário de ágata até atingirem granulometria aproximada de 75 μ m. Os discos prensados e de vidro foram preparados segundo o método descrito por Vendemiatto & Enzweiler (2001) e em seguida analisados em espectrômetro Philips, modelo PW 2404.

As análises por ICP-MS foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UNICAMP. Os procedimentos utilizados para análise dos elementos-traço são descritos em Navarro *et al.* (2008). As medidas foram realizadas em ICP-MS Thermo XseriesII equipado com CCT (*Collision Cell Technology*). Como material de referência, tanto para as análises por espectrometria de fluorescência de raio X como por ICP-MS, foi utilizado o BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto, Cotta *et al.*, 2008).

Antes das amostras serem analisadas em ICP-MS, foram avaliadas as razões de terras-raras leves em relação aos pesados (normalizados ao condrito) obtidos por fluorescência de raio X (e.g Ce/Y), a fim de selecionar amostras que representassem variações significativas. A Tabela 1.1 contém todas as análises de elementos maiores, menores e traços e as razões relevantes das amostras de metabasaltos do GBMN.

RESULTADOS

Em campo, os metabasaltos ocorrem em alforamentos descontínuos, isolados, não ultrapassando uma dezena de metros, sempre nas regiões mais baixas do terreno, próximos aos rios ou no leito dos mesmos. As amostras DB-11A e DB-140 estão em contato com formações ferríferas interpretadas como pertencentes ao GBMN. As demais amostras ocorrem de forma isolada, sem exibir contatos claros com os demais litotipos da sequência metavulcanossedimentar. Nos afloramentos próximos à cidade Pindobaçu (DB-05 e DB-11A – Fig. 1.1D) são reconhecidas estruturas em almofadas (Figs. 1.2A e 1.2B) e metabasaltos maciços (Fig. 1.2C). O nível de alteração intempérica é variável, mas presente em todas as amostras (Fig. 1.2D). Feições de alteração hidrotermal como veios, vênulas e ocelos de quartzo também são comuns.

A petrografia dessas rochas mostra que as texturas ígneas microcristalinas subofíticas e poiquilíticas foram parcialmente preservadas. A textura subofítica é representada por cristais de plagioclásio sem orientação definida em uma matriz composta por cristais de hornblenda e actinolita, que substituíram completamente os piroxênios (Fig. 1.2E). Hornblenda e actinolita também ocorrem parcialmente inclusos nos plagioclásios (Fig. 1.2E). Os cristais de feldspato estão, em sua maioria, alterados para plagioclásio mais sódico (oligoclásio) e raramente preservam as geminações polissintéticas (Figs. 1.2E e 1.2F). A textura poiquilítica é representada por pequenos cristais de actinolita totalmente inclusos nos plagioclásios (Fig. 1.2F). Amostras mais alteradas hidrotermalmente possuem textura mais fina com vênulas e bolsões de quartzo microcristalino e com bordas irregulares, além de saussuritização dos plagioclásios.

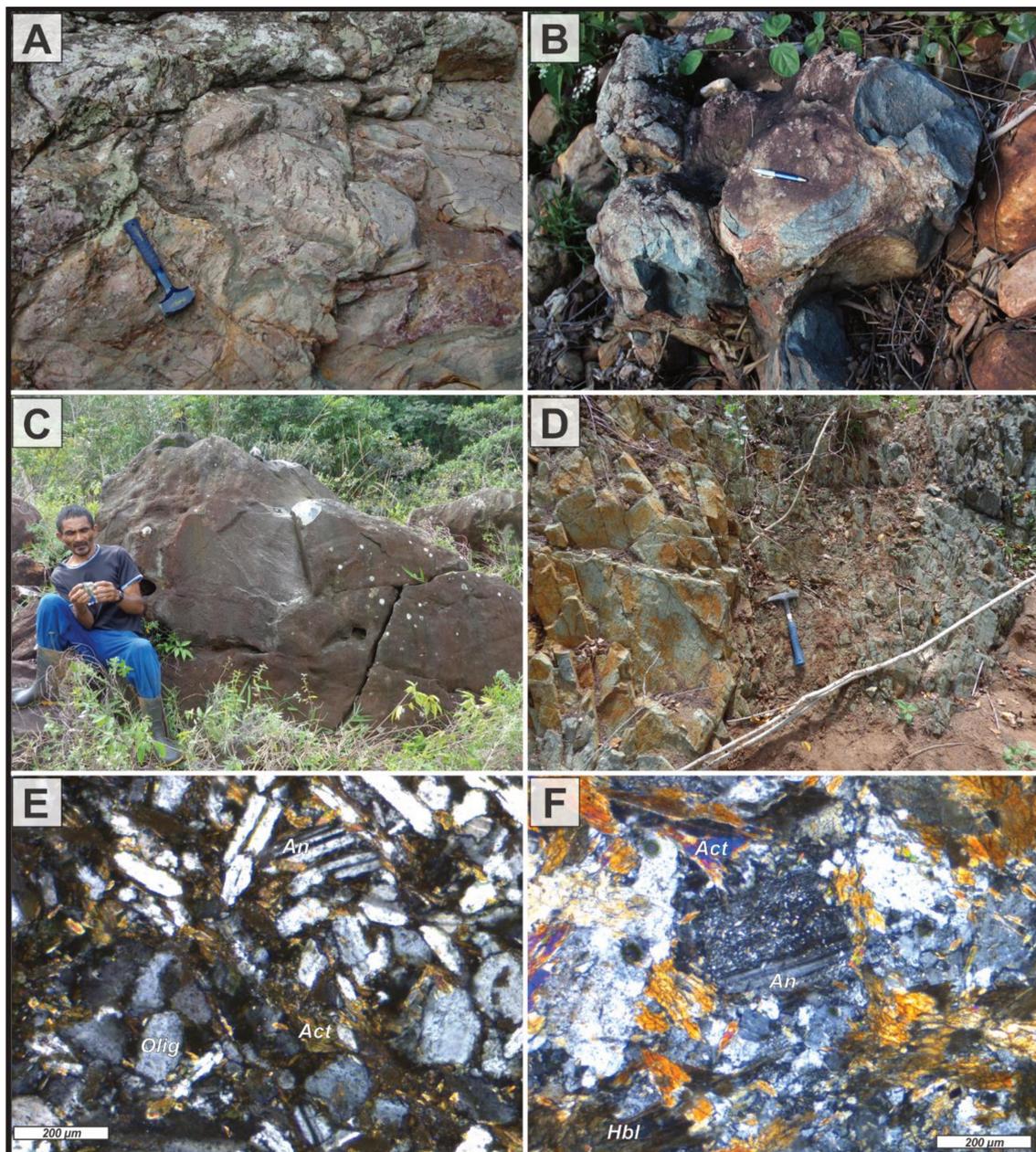
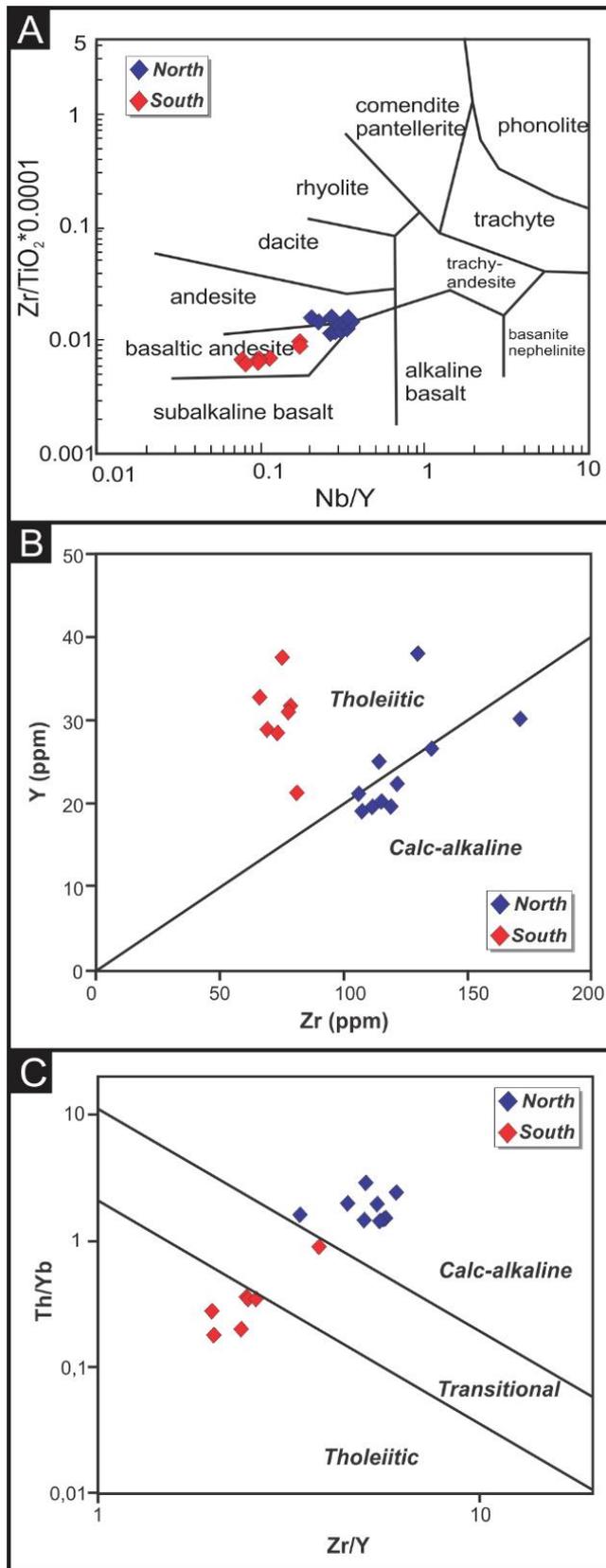


Figura 1.2 - Feições de campo e petrográficas dos metabasaltos do greenstone belt Mundo Novo (a) estrutura almofadada (DB-05), (b) estrutura almofadada (DB-11A), (c) rocha maciça, mais preservada (DB-120A), (d) rocha maciça bastante intemperizada (DB-105), (e) metabasaltos com textura subofítica, raros plagioclásios com maclas e substituição dos piroxênios por hornblenda e actinolita (DB-120A), (f) metabasaltos com texturas subofítica e poquilítica (DB-140).

As rochas metabásicas do GBMN podem ser divididos em dois grupos. As rochas do norte da área são classificadas geoquimicamente como andesitos (Winchester & Floyd, 1977 - Fig. 1.3A) e possuem afinidade cálcio-alcalina nos diagramas de Winchester & Floyd (1977) e Ross & Bédard (2009) (Figs. 1.3B e 1.3C). As rochas do sul são classificadas como basaltos andesíticos (Winchester & Floyd, 1977 - Fig. 1.3A), e

mostram afinidade toleítica nos diagramas de Winchester & Floyd (1977) e Ross & Bédard (2009) (Figs. 1.3B e 1.3C).



Além da localização espacial, os diagramas multielementos e ETRs normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989 – Figs. 1.4A e 1.4C) e ao condrito (Sun & McDonough, 1989 – Figs. 1.4B e 1.4D), respectivamente, mostram diferenças na assinatura geoquímica dos metabasaltos do norte e do sul.

As rochas do norte possuem grande variação no conteúdo de SiO_2 (51,38 wt.%- 62,87 wt.%), CaO (0,12 wt.%- 8,42 wt.%), Na_2O (0,06 wt.%- 5,49 wt.%) e K_2O (0,52 wt.%- 5,75 wt.%). As variações de MgO (3,74 wt.% - 8,50 wt.%) e Al_2O_3 (12,48 wt.% - 20,24 wt.%) são pequenas. O número de Mg, calculado pela razão $Mg^* = Mg/(Fe+Mg)$, em proporções molares, varia de 29,8 a 47,5. A variação de TiO_2 também é pequena (0,70 wt.% - 1,32 wt.). Os conteúdos de Ni (53,4-215 ppm) e Cr (59,7-527 ppm) variam bastante.

Figura 1.3 - (a) Diagramas de classificação de rochas vulcânicas segundo Winchester & Floyd (1977), (b) Diagrama Y-Zr para discriminação da afinidade toleítica a calcioalcalina de rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977) e (c) Diagrama de discriminação da afinidade toleítica a calcioalcalina de rochas vulcânicas segundo Ross & Bédard (2009).

Os metabasaltos do norte são mais enriquecidos em ETRs, principalmente nos ETRL ($\text{La}=14,3\text{-}36,0$ ppm; $\text{Ce}=29,6\text{-}68,5$ ppm; $\Sigma\text{ETR}=82,52\text{-}169,41$ ppm) e apresentam (i) padrão côncavo e enriquecido em ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{cn}}= 2,57\text{-}3,88$; $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}= 3,90\text{-}9,81$ e $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}}= 1,18\text{-}1,81$); (ii) razões $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}}$ ($0,14\text{-}0,23$) e $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}}$ ($0,25\text{-}0,46$), (iii) anomalias negativas de Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,08\text{-}0,15$), Sr e Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,36\text{-}0,87$) e (iv) valores de Ce/Ce^* próximos da unidade ($0,94\text{-}1,00$). As rochas do norte apresentam valores mais elevados das razões La/Y ($0,52\text{-}1,36$), Nb/Y ($0,21\text{-}0,36$) e Zr/Sm ($65,07\text{-}137,48$) e menores valores da razão Zr/Nb ($14,79\text{-}22,09$).

Os metabasaltos do sul são mais homogêneos em relação aos óxidos SiO_2 ($49,65$ wt.% - $53,39$ wt.%), CaO ($7,16$ wt.%- $10,38$ wt.%), Na_2O ($1,76$ wt.%- $3,84$ wt.%) e K_2O ($0,16$ wt.%- $0,74$ wt.%). Os valores de MgO ($6,36$ wt.% - $7,18$ wt.%) e Al_2O_3 ($14,15$ wt.% - $14,85$ wt.%) também são mais homogêneos quando comparados com os do norte. O número de Mg varia de 36,13 a 48,04. Os valores de TiO_2 variam na mesma proporção das rochas do norte ($0,80$ wt.% - $1,16$ wt.%). Os conteúdos de Ni ($87,6\text{-}145$ ppm) e Cr ($79\text{-}342$ ppm) também são bastante variados.

Os metabasaltos do sul possuem menores conteúdos de ETRs ($\text{La}= 5,3\text{-}15,1$ ppm; $\text{Ce}=9,6\text{-}36,9$ ppm; $\text{Yb}= \Sigma\text{ETR}= 51,56\text{-}105,95$ ppm) e são caracterizados por (i) padrão horizontal a levemente enriquecido dos ETR ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{cn}}= 1,04\text{-}2,26$; $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}= 1,19\text{-}3,48$ e $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}}= 0,98\text{-}1,31$); (ii) razões $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}}$ ($0,23\text{-}0,49$) e $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}}$ ($0,35\text{-}0,61$), (iii) anomalia negativa de Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*= 0,20\text{-}0,33$) e (iv) grande variação nos valores de Ce/Ce^* ($0,34\text{-}1,24$). Apresentam menores valores das razões La/Y ($0,17\text{-}0,50$), Nb/Y ($0,08\text{-}0,18$) e Zr/Sm ($14,45\text{-}27,02$) e valores mais elevados de Zr/Nb ($21,19\text{-}24,59$).

Além disso, os metabasaltos do norte apresentam um empobrecimento seletivo para alguns LILE (e.g. Ba e Sr), enriquecimento de outros (e.g. Rb) e padrão variável dos HFSE (Fig. 1.4A). Já os metabasaltos do sul não apresentam anomalias desses elementos quando normalizados ao manto primitivo (Fig. 1.4C).

Tabela 1.1 –Elementos maiores, menores e traços para as amostras de etabasaltos do GBMN.

Sample Area	DB-11E North	DB-05 North	DB-120B North	DB-120A North	DB-11D North	PEN 83.3 North	DB-11B North	DB-11A North	DB-95 North	DB-05C North	DB-137G South	DB-137D South	DB-105 South	DB-137F South	DB-137B South	DB-137A South	DB-140 South
UTME	352010	350700	351305	351305	352010	349202	351980	351980	353368	350923	335486	335427	335600	335321	335498	335563	332944
UTMN	8824836	8821131	8828690	8828690	8824836	8813716	8824846	8824846	8827943	8821164	8706949	8706814	8707374	8706932	8706626	8706654	8706448
SiO ₂ (%)	51,38	51,90	53,51	53,65	54,35	54,52	55,00	55,47	56,05	62,87	49,65	49,77	49,94	49,95	50,24	50,28	53,39
TiO ₂	0,90	0,78	0,68	0,71	0,70	1,32	0,85	0,87	0,98	0,71	1,07	1,12	1,16	1,07	1,11	1,09	0,80
Al ₂ O ₃	12,90	17,46	15,17	16,47	14,57	13,42	12,48	13,05	20,24	15,77	14,20	14,28	14,56	14,56	14,15	14,25	14,85
Fe ₂ O ₃	12,42	14,85	10,16	9,67	10,10	13,18	10,27	9,77	8,76	7,69	13,68	14,14	14,14	13,60	14,20	13,72	9,63
FeO	9,85	11,78	8,06	7,67	8,01	10,45	8,14	7,75	6,95	6,10	10,85	11,21	11,21	10,78	11,26	10,88	7,64
MnO	0,22	0,11	0,16	0,22	0,17	0,18	0,17	0,16	0,01	0,02	0,19	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20	0,15
MgO	8,50	6,05	7,04	6,93	6,14	4,43	7,03	6,39	3,74	4,26	7,18	6,44	6,36	6,75	6,37	6,51	7,06
CaO	6,78	0,25	3,16	2,80	6,96	8,42	8,32	6,56	0,12	0,16	10,29	9,41	9,65	10,14	10,38	10,00	7,16
Na ₂ O	3,42	0,06	4,40	5,49	2,97	2,17	3,34	4,07	0,12	0,11	1,80	2,42	2,82	1,83	1,73	1,86	3,84
K ₂ O	0,73	3,20	1,68	0,68	0,87	1,22	0,52	0,98	5,75	5,26	0,16	0,20	0,17	0,18	0,19	0,19	0,74
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,17	0,10	0,11	0,18	0,12	0,12	0,09	0,13	0,12	0,06	0,12	0,11	0,09	0,10	0,10
Σoxides	97,37	94,86	96,13	96,72	96,95	99,03	98,10	97,44	95,86	96,98	98,34	98,04	99,11	98,39	98,66	98,19	97,72
LOI	2,38	4,91	4,01	3,52	2,47	0,80	1,69	1,88	4,08	3,18	1,15	1,48	0,96	1,24	0,95	1,31	1,91
Mg*	46,32	33,94	46,63	47,47	43,39	29,77	46,33	45,20	35,00	41,13	39,83	36,48	36,19	38,49	36,13	37,44	48,04
Li (ppm)	11,6	54,4	26,2	26,7	12,4	10,8	7,18	8,29	42,5	15,8	8,58	3,36	4,66	7,74	6,32	3,36	9,01
Be	1,02	1,14	1,34	1,44	0,75	1,22	0,85	1,07	1,38	1,25	0,47	0,33	0,50	0,59	0,51	0,63	0,80
Sc	31,8	34,4	26,5	27,9	32,3	24,4	31,1	32,3	31,1	25,5	35,6	39,3	42,8	34,8	37,1	37,6	26,7
V	220	222	162	181	195	189	204	208	239	175	287	309	361	285	305	300	162
Cr	364	143	90	112	155	59,7	429	457	527	93	79	119	141	87	105	107	145
Co	54,0	70,3	46,4	46,1	44,6	48,7	47,5	47,9	48,2	38,6	53,2	55,4	55,9	53,2	58,2	58,2	36,8
Ni	113	215	119	135	63,7	53,4	118	130	209	103	159	114	87,6	130	108	114	113
Cu	39,7	1,97	165	33,7	55,2	135	40,3	71,1	26,3	63,2	137	122	134	140	126	102	80,7
Zn	137	27,9	94,5	95,2	135	116	89,2	85,0	74,1	12,6	96,8	97,9	113	93,0	94,8	96,2	65,5
Ga	10,7	19,8	16,0	16,0	15,4	20,2	12,7	10,1	27,7	16,3	15,3	16,8	17,9	15,8	16,1	16,0	14,0
Rb	11,1	41,7	37,4	10,1	19,8	26,1	9,5	21,8	109	91,6	2,04	3,05	3,04	2,29	2,86	4,30	19,1
Sr	41,0	11,3	55,3	51,1	85,4	213	116	95,2	16,6	8,8	86,5	96,3	108	86,6	82,0	86,5	182
Y	20,1	38,0	25,0	22,3	21,0	30,1	19,1	19,6	26,6	19,5	28,9	31,2	31,6	32,7	37,6	28,4	21,2
Zr	115	130	114	122	106	171	107	111	136	120	69,4	77,9	78,5	66,4	75,2	73,7	81,3
Nb	6,42	7,85	6,73	7,42	4,82	8,81	5,27	5,47	9,18	7,01	2,87	3,18	3,36	2,72	3,06	3,25	3,84
Mo	0,96	0,00	0,15	0,20	0,67	0,93	0,65	0,68	1,99	0,34	0,12	1,18	0,00	0,17	0,15	0,05	0,12
Cd	0,03	0,01	0,00	0,00	0,14	0,09	0,05	0,05	0,00	0,00	0,11	0,08	0,23	0,11	0,09	0,09	0,09
Sn	0,84	1,57	1,39	1,45	0,95	1,59	1,08	0,88	2,09	1,79	0,80	0,77	0,72	0,67	0,69	0,64	0,69
Sb	0,27	0,20	0,21	0,24	0,40	0,90	0,49	0,58	0,40	0,42	0,77	0,78	1,38	0,69	0,84	0,71	0,52
Cs	0,05	1,24	2,48	0,35	0,13	0,40	0,03	0,05	4,17	2,44	0,09	0,08	0,11	0,07	0,11	0,07	0,73
Ba	153,38	161,01	287,28	130,61	176,24	360,08	104,59	176,94	298,26	439,88	50,32	59,01	48,11	55,62	82,22	58,37	208,58
La	16,18	19,77	18,77	15,44	16,14	25,00	15,04	14,28	36,02	20,91	6,73	7,54	5,28	11,90	15,10	7,96	10,53
Ce	34,14	42,60	35,49	29,66	31,81	50,48	30,78	29,58	68,54	39,81	10,79	13,09	14,12	9,64	36,91	24,80	15,82

Sample Area	DB-11E North	DB-05 North	DB-120B North	DB-120A North	DB-11D North	PEN 83.3 North	DB-11B North	DB-11A North	DB-95 North	DB-05C North	DB-137G South	DB-137D South	DB-105 South	DB-137F South	DB-137B South	DB-137A South	DB-140 South
UTME	352010	350700	351305	351305	352010	349202	351980	351980	353368	350923	335486	335427	335600	335321	335498	335563	332944
UTMN	8824836	8821131	8828690	8828690	8824836	8813716	8824846	8824846	8827943	8821164	8706949	8706814	8707374	8706932	8706626	8706654	8706448
Pr	4,24	5,25	4,16	3,60	3,93	6,37	3,93	3,73	7,94	4,61	1,90	2,70	1,78	3,91	4,26	3,00	2,86
Nd	16,84	20,94	16,01	13,99	15,79	25,90	15,53	15,28	29,95	17,23	8,72	11,40	9,32	16,20	17,64	12,65	11,52
Sm	3,81	4,96	3,74	3,30	3,59	6,24	3,44	3,52	6,00	3,84	2,90	3,57	3,29	4,59	4,91	3,94	3,01
Eu	0,46	1,18	1,03	0,78	0,91	1,70	0,65	0,56	1,73	1,05	1,14	1,29	1,17	1,62	1,69	1,35	1,02
Gd	3,90	5,69	4,25	3,74	3,62	5,78	3,63	3,52	5,76	4,11	4,08	4,55	4,27	5,40	5,93	4,50	3,44
Tb	0,65	1,05	0,72	0,64	0,62	0,96	0,59	0,63	0,89	0,66	0,79	0,88	0,81	1,00	1,11	0,86	0,61
Dy	4,20	7,10	4,63	4,35	4,01	6,07	3,93	3,98	5,28	4,14	5,48	6,10	5,49	6,63	7,40	5,85	4,03
Ho	0,85	1,48	0,98	0,95	0,84	1,22	0,79	0,79	1,07	0,84	1,20	1,32	1,19	1,38	1,56	1,26	0,86
Er	2,23	3,98	2,64	2,62	2,29	3,23	2,06	2,18	2,82	2,28	3,32	3,56	3,28	3,71	4,20	3,44	2,30
Tm	0,34	0,57	0,40	0,42	0,36	0,46	0,31	0,33	0,40	0,35	0,53	0,55	0,50	0,58	0,64	0,55	0,35
Yb	2,28	3,64	2,55	2,63	2,27	3,04	2,15	2,15	2,64	2,20	3,46	3,52	3,18	3,68	4,00	3,36	2,17
Lu	0,34	0,52	0,40	0,41	0,34	0,44	0,31	0,32	0,39	0,34	0,52	0,54	0,48	0,56	0,60	0,52	0,33
Hf	3,09	3,51	3,01	3,15	2,80	4,56	2,88	2,98	3,77	3,18	1,90	2,11	2,19	1,80	2,04	2,01	2,12
Ta	0,56	0,82	0,57	0,64	0,42	0,78	0,49	0,50	0,94	0,64	0,22	0,24	0,30	0,20	0,23	0,27	0,30
W	0,40	0,54	0,43	0,55	0,34	0,65	0,39	0,38	1,11	2,77	0,14	0,24	0,20	0,17	0,24	0,41	0,17
Pb	2,86	1,12	5,40	5,64	9,42	6,45	3,85	2,90	2,40	2,43	1,27	1,59	3,18	1,24	1,38	1,42	4,97
Bi	0,03	0,04	0,06	0,03	0,07	0,04	0,04	0,04	0,16	0,14	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Th	3,40	5,83	5,03	5,23	3,25	4,43	3,10	3,15	7,68	5,31	0,70	1,20	1,15	0,66	1,12	1,15	1,95
U	1,06	1,61	1,44	1,37	0,89	1,31	0,97	0,94	2,73	1,45	0,17	0,20	0,21	0,14	0,29	0,16	0,42
ΣETR	90,44	118,72	95,79	82,52	86,51	136,88	83,13	80,84	169,41	102,36	51,56	60,59	54,16	70,79	105,95	74,03	58,84
La/Sm _{cn}	2,74	2,57	3,24	3,02	2,91	2,59	2,82	2,62	3,88	3,52	1,50	1,36	1,04	1,67	1,98	1,30	2,26
La/Yb _{cn}	5,09	3,90	5,28	4,21	5,10	5,89	5,01	4,76	9,81	6,82	1,40	1,54	1,19	2,32	2,71	1,70	3,48
Gd/Yb _{cn}	1,41	1,29	1,38	1,18	1,32	1,57	1,39	1,35	1,81	1,55	0,98	1,07	1,11	1,21	1,23	1,11	1,31
Nb/Th _{pm}	0,23	0,16	0,16	0,17	0,18	0,24	0,20	0,21	0,14	0,16	0,49	0,32	0,35	0,49	0,32	0,34	0,23
Nb/La _{pm}	0,38	0,38	0,35	0,46	0,29	0,34	0,34	0,37	0,25	0,32	0,41	0,41	0,61	0,22	0,20	0,39	0,35
La/Y	0,81	0,52	0,75	0,69	0,77	0,83	0,79	0,73	1,36	1,07	0,23	0,24	0,17	0,36	0,40	0,28	0,50
Nb/Y	0,32	0,21	0,27	0,33	0,23	0,29	0,28	0,28	0,35	0,36	0,10	0,10	0,11	0,08	0,08	0,11	0,18
Zr/Sm	137,48	82,58	82,02	84,09	112,24	107,33	98,74	126,25	65,07	66,88	23,95	21,82	23,83	14,45	15,31	18,71	27,02
Zr/Nb	17,90	16,52	16,97	16,39	22,09	19,39	20,31	20,33	14,79	17,09	24,24	24,52	23,34	24,41	24,59	22,65	21,19
Eu/Eu*	0,36	0,65	0,78	0,67	0,74	0,82	0,55	0,46	0,87	0,80	1,00	0,95	0,94	0,96	0,93	0,94	0,95
Nb/Nb*	0,11	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,08	0,13	0,11	0,27	0,33	0,22	0,29	0,33	0,30	0,20
Ce/Ce*	0,99	1,00	0,94	0,94	0,95	0,96	0,96	0,97	0,95	0,95	0,73	0,71	1,13	0,34	1,11	1,24	0,69
Sm/Yb _{cn}	1,86	1,52	1,63	1,40	1,76	2,28	1,77	1,82	2,53	1,94	0,93	1,13	1,15	1,39	1,36	1,30	1,54
Nb/Ta _{cn}	0,65	0,55	0,67	0,66	0,65	0,64	0,61	0,62	0,55	0,62	0,75	0,75	0,65	0,77	0,76	0,69	0,73
La/Sm _{pm}	2,75	2,57	3,24	3,02	2,91	2,59	2,83	2,62	3,88	3,52	1,50	1,37	1,04	1,67	1,99	1,31	2,26
La/Nb _{pm}	2,61	2,61	2,90	2,16	3,48	2,94	2,96	2,71	4,07	3,10	2,44	2,46	1,63	4,54	5,13	2,54	2,85
Th/La _{pm}	1,70	2,39	2,17	2,74	1,63	1,43	1,67	1,78	1,72	2,05	0,83	1,28	1,76	0,45	0,60	1,17	1,50
Ba/Nb _{pm}	2,44	2,09	4,36	1,80	3,73	4,17	2,03	3,30	3,32	6,40	1,79	1,89	1,46	2,09	2,74	1,83	5,55

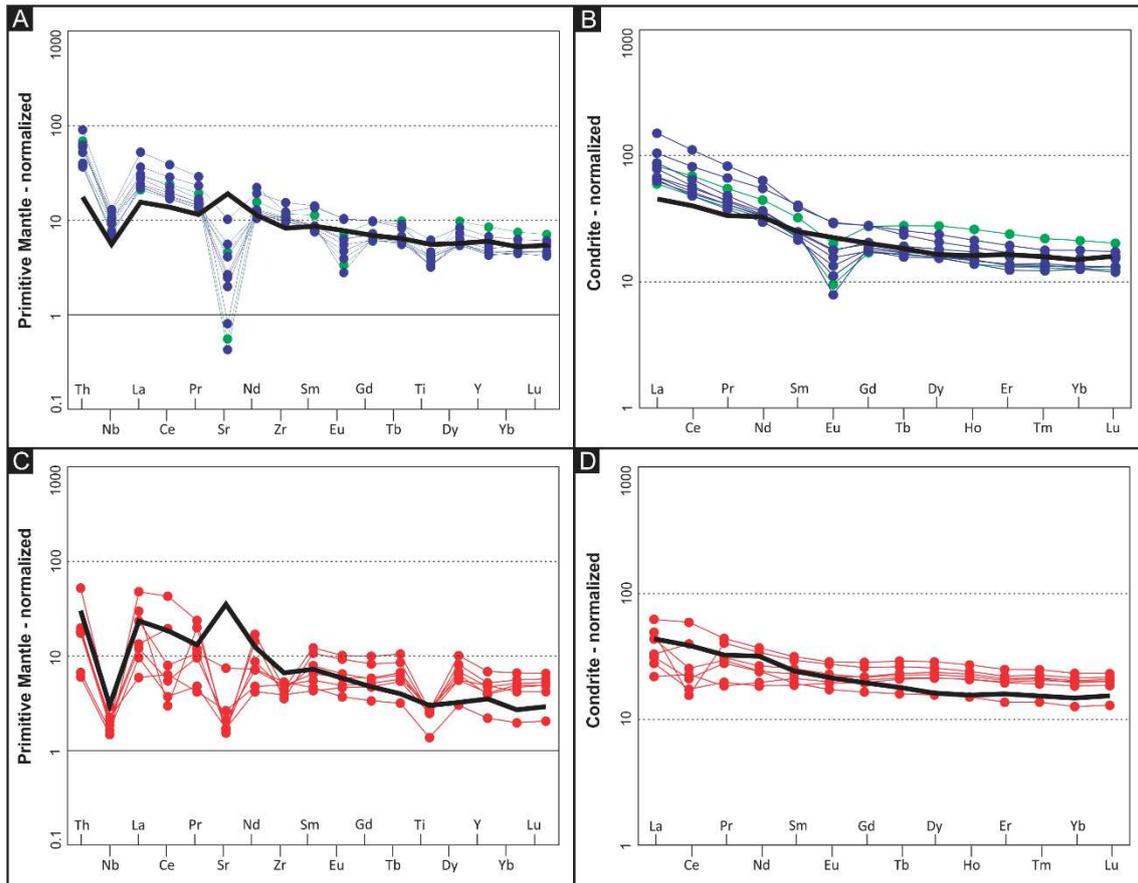


Figura 1.4 - Diagramas de (a) multielementos das rochas da porção norte normalizados ao manto primitivo, (b) ETRs das rochas da porção norte normalizados aos condritos, (c) multielementos das rochas da porção sul normalizados ao manto primitivo e (d) ETRs das rochas da porção sul normalizados aos condritos. As curvas em verde (rochas do norte) representam os basaltos em almofadas e a curva em preto mostra a média dos basaltos da bacia de barck-arc do arco Izu-Bonin (Ishizuca *et al.*, 2009). Os valores do manto primitivo e do condrito são de Sun & McDonough (1989).

DISCUSSÕES

Evidências de alteração e mobilidade de elementos

A identificação das assinaturas geoquímicas primárias de rochas vulcânicas arqueanas em *greenstone belts* é fundamental para a compreensão de aspectos petrogenéticos e de ambiente tectônico dessas rochas (Polat *et al.* 2002 e referências). Contudo, a maior parte dessas rochas, senão todas, encontram-se sob diferentes graus de metamorfismo, muitas vezes sobreposto por uma ou mais fases de alteração hidrotermal. Apesar disso, diversos trabalhos já demonstraram que rochas vulcânicas arqueanas exibem pequena mobilidade de elementos maiores como Al, Ti, Fe e P, de HFSE (*High Field Strength Elements*), de elementos terras-raras (ETRs) e de metais de transição (Cr, Ni, Sc, V e Y) sob condições de metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito e em

eventos de alteração hidrotermal (Humphris & Thompson, 1978; Dostal *et al.*, 1980; Ludden *et al.*, 1982; Murphy & Hynes, 1986; Jochum *et al.*, 1991; Lafleche *et al.*, 1992; Arndt, 1994; Manikyamba *et al.*, 2009; Said *et al.*, 2010).

A mobilidade dos elementos não é controlada apenas pelo grau de metamorfismo, mas a disponibilidade de uma fase fluida adequada para a transferência de elementos desempenha papel fundamental nesse processo (e.g. Weaver & Tarney, 1981). A assinatura de subducção nas rochas vulcânicas do *greenstone belt* Nuvvuagittuq (Canadá) foi parcialmente obliterada pelo metamorfismo de fácies anfíbolito, particularmente para os elementos Ba, Rb e K (Turner *et al.*, 2014). Esses elementos também apresentam ampla dispersão para as rochas do *greenstone belt* Mundo Novo, quando plotados em diagramas que avaliam mobilidade de elementos (e.g. LILEs vs. Zr), ou mesmo pelos baixos fatores de correlação de Pearson (~0,5) com elementos menos móveis como o Zr (Tab. 1.2 e 1.3).

Outros autores (Myers, 1985; McGregor & Friend, 1992; Polat *et al.*, 2002; Polat & Hofmann, 2003; Ordóñez-Calderón *et al.*, 2008, Polat *et al.*, 2009, 2011) investigaram a influência de metamorfismo de fácies anfíbolito a granulito e eventos de alteração hidrotermal de fundo oceânico em metavulcânicas máficas de *greenstone belts* arqueanos, chegando à conclusão que a mobilidade de elementos era o principal problema no estudo petrogenético dessas rochas muito antigas. Ainda assim, observaram que sob as mesmas condições de metamorfismo, os LILEs apresentam-se móveis, enquanto que os HFSEs e os metais de transição são praticamente imóveis.

Diversos critérios são propostos para avaliar os efeitos de processos pós-magmáticos em rochas vulcânicas arqueanas (Polat *et al.*, 2002; Polat & Hoffman, 2003; Polat 2013; Deng *et al.*, 2016). Dentre eles estão: (i) o grau de correlação entre os elementos menos móveis com Zr em diagramas binários, sendo que elementos com coeficiente de correlação inferior a 0,75 devem ser considerados móveis; (ii) a presença de anomalias de Ce em diagramas normalizados ao manto primitivo, sendo que amostras que possuam razão Ce/Ce* (Taylor & McLennan, 1985) maiores que 1,1 e menores que 0,9 devem ser consideradas alteradas; (iii) a existência de significativo enriquecimento em carbonatos e sílica (> 2 wt.%); e (iv) amostras com elevada perda ao fogo (> 6 wt.%) devem ser consideradas alteradas. Adicionalmente, Cann (1970) propõe a utilização do índice de correlação de Pearson para avaliar numericamente a correspondência entre um conjunto de elementos (ou razões), sendo que aqueles que apresentem valores abaixo de 0,75 também devem ser considerados móveis.

Esses critérios foram utilizados para avaliar a mobilidade dos elementos em amostras de metabasaltos do GBMN. Foram descartadas as amostras com >6 wt.% de perda ao fogo (Tab. 1.1). Por outro lado, não foram descartadas aquelas amostras com razão Ce/Ce* acima de 1,1 (DB-137D) e abaixo de 0,9 (DB-137A, DB-137B, DB-137F e DB-140), uma vez que os processos superficiais que tendem a mobilizar os LILEs não mobilizam os elementos que são utilizados em diagramas petrogenéticos e de ambiente tectônico (e.g. Nb, Th, Zr, Yb). Valores anômalos de SiO₂ (>52 wt.%) são comuns nas amostras do GBMN, fruto da alteração hidrotermal de fundo oceânico que, em geral, também não mobiliza os HFSEs (e.g. Manikyamba *et al.*, 2009; Said *et al.*, 2010).

Apesar das evidências de metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito baixo, de silicificação e intemperismo, os metabasaltos do GBMN (Tabs. 1.2 e 1.3) apresentam, em geral, índices de correlação de Pearson maiores que 0,75 entre os HFSEs e Zr, mostrando que é possível a utilização desses elementos em diagramas petrogenéticos e de classificação. Por outro lado, os elementos de baixo potencial iônico LFSE (e.g. Ba, Rb) exibem valores baixos de correspondência com o Zr, mas altos valores com os óxidos como SiO₂, TiO₂, Na₂O e K₂O (particularmente nas amostras do sul – Tab. 1.3), mostrando que provavelmente foram mobilizados em conjunto. A alta correlação entre Zr vs. Nb e Zr vs. Th nas amostras do sul mostra que a concentração desses elementos não deve ter sido afetada por processos pós-magmáticos. Já nas amostras do norte a baixa correlação entre Zr vs. Th pode ser explicada pelo enriquecimento de Th em rochas de arco pelo metassomatismo da cunha mantélica (e.g. Saccani, 2015; Polat & Hofmann, 2003; Polat *et al.*, 2002; Kerr *et al.*, 2000).

A interação das lavas basálticas com a água do mar é capaz de modificar a assinatura geoquímica inicial dessas rochas, particularmente para os LILEs e ETRL (e.g. Petrini *et al.*, 1988). A razão Cs/Na é utilizada para avaliar essa interação, sendo que rochas que exibem valores da razão acima de 2×10^{-6} indicam participação de fluidos provenientes da água do mar na geoquímica original (Petrini *et al.*, 1988). As amostras DB-05, DB-05C e DB-95 apresentam valores acima do estabelecido, o que mostra a influência desse tipo de alteração em sua composição (Fig. 1.5).

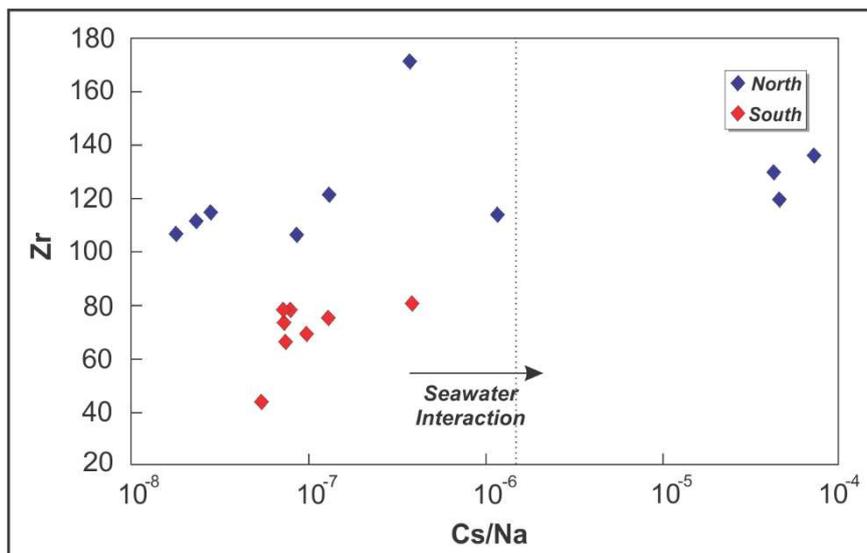


Figura 1.5 - Diagrama Zr vs Cs/Na indicando o nível de interação dos metabasaltos do greenstone belt Mundo Novo com a água do mar durante sua cristalização (Petrini *et al.*, 1988).

Tabela 1.2 - Correlação de Pearson entre alguns óxidos, LILEs e HFSE dos metabasaltos do norte do GBMN, com destaque para os valores maiores que 0,75.

	SiO ₂	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Mg*	Rb	Zr	Nb	Ba	La	Sm	Yb
TiO ₂	-0,11											
Na ₂ O	-0,42	-0,20										
K ₂ O	0,60	-0,03	-0,83									
Mg*	-0,11	0,34	-0,19	-0,01								
Rb	0,63	0,01	-0,77	0,98	0,01							
Zr	-0,01	0,83	-0,37	0,23	0,23	0,23						
Nb	0,03	0,52	-0,48	0,57	0,03	0,55	0,82					
Ba	0,70	0,27	-0,52	0,65	-0,10	0,70	0,51	0,50				
La	0,23	0,48	-0,65	0,76	0,22	0,80	0,61	0,80	0,57			
Sm	-0,03	0,77	-0,62	0,48	0,39	0,49	0,88	0,83	0,48	0,85		
Yb	-0,40	0,27	-0,40	0,20	0,31	0,09	0,62	0,66	0,04	0,33	0,62	
Th	0,19	0,03	-0,56	0,81	0,02	0,79	0,41	0,82	0,44	0,81	0,59	0,50

Tabela 1.3 - Correlação de Pearson entre alguns óxidos, LILEs e HFSE dos metabasaltos do sul do GBMN, com destaque para os valores maiores que 0,75.

	SiO ₂	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Mg*	Rb	Zr	Nb	Ba	La	Sm	Yb
TiO ₂	-0,95											
Na ₂ O	0,82	-0,71										
K ₂ O	0,99	-0,96	0,85									
Mg*	0,91	-0,85	0,97	0,94								
Rb	0,99	-0,95	0,86	1,00	0,94							
Zr	0,57	-0,35	0,78	0,58	0,71	0,60						
Nb	0,81	-0,64	0,89	0,80	0,87	0,84	0,90					
Ba	0,99	-0,95	0,79	0,99	0,90	0,98	0,57	0,77				
La	0,25	-0,23	-0,19	0,18	-0,09	0,14	-0,16	-0,15	0,32			
Sm	-0,30	0,37	-0,58	-0,39	-0,60	-0,40	-0,38	-0,48	-0,27	0,76		
Yb	-0,86	0,82	-0,92	-0,88	-0,95	-0,90	-0,60	-0,85	-0,80	0,28	0,70	
Th	0,88	-0,72	0,86	0,87	0,87	0,89	0,88	0,96	0,86	0,07	-0,33	-0,79

Petrogênese das rochas metabásicas do GBMN

As diferenças composicionais entre os metabasaltos do norte e do sul do GBMN podem indicar formação a partir de diferentes fontes em períodos distintos, porém a dificuldade de estabelecer a idade absoluta dessas rochas impede a comprovação dessa hipótese. As diferenças também não podem ser atribuídas exclusivamente a eventos pós-magmáticos, o que é comprovado pela correlação elevada entre os elementos menos móveis com Zr (Tabs. 1.2 e 1.3), particularmente os HFSE. Devem então estar relacionadas às heterogeneidades da fonte, a contaminação crustal, ao grau de fusão dessa fonte e/ou à cristalização fracionada durante a formação das rochas.

Nos diagramas de modelagem petrogenética de Pearce (2008) observa-se que os metabasaltos do norte e do sul seguem tendências distintas. As rochas do sul são explicadas por uma fonte empobrecida com até 3% de contribuição de fluidos em zona de subducção (Fig. 1.6A). As rochas do norte, por sua vez, devem ter sido originadas (i) a partir de uma outra fonte, de composição intermediária entre o manto empobrecido e o enriquecido, ou (ii) da mesma fonte, mas com diferente taxa de fusão (Fig. 1.6A). Além disso, os metabasaltos do norte mostram que tiveram maior contribuição de fluidos de zona de subducção (>4%) em relação às do sul, o que é condizente com ambiente de bacia de *back-arc*.

Os metabasaltos do sul aparentemente foram formados a partir de maiores taxas de fusão do que os metabasaltos do norte (Fig. 1.6B). A assimilação de crosta pré-

existente, por outro lado, parece não ter afetado as características geoquímicas dessas rochas, já que não se aproximam do *trend* definido pelos ortognaisses do Complexo Mairi (Fig. 1.6B), que são interpretados como embasamento do GBMN.

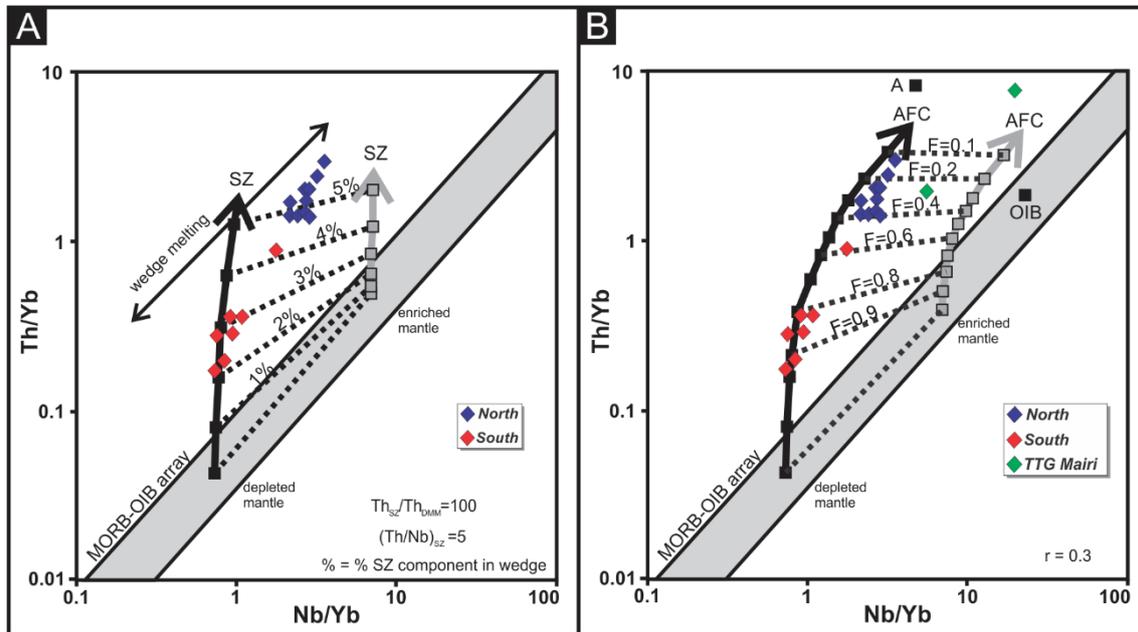


Figura 1.6 - Diagramas de modelagem petrogenética propostos por Pearce (2008). (a) Influência de fluidos em zona de subducção na composição das amostras do GBMN e (b) Influência da assimilação crustal e da cristalização fracionada na composição das amostras do GBMN. A composição dos TTGs do Complexo Mairi é de Mascarenhas *et al.* (1998). Abreviações: SZ: Zona de subducção; A: crosta arqueana; AFC: assimilação e cristalização fracionada; OIB: basaltos de ilhas oceânicas.

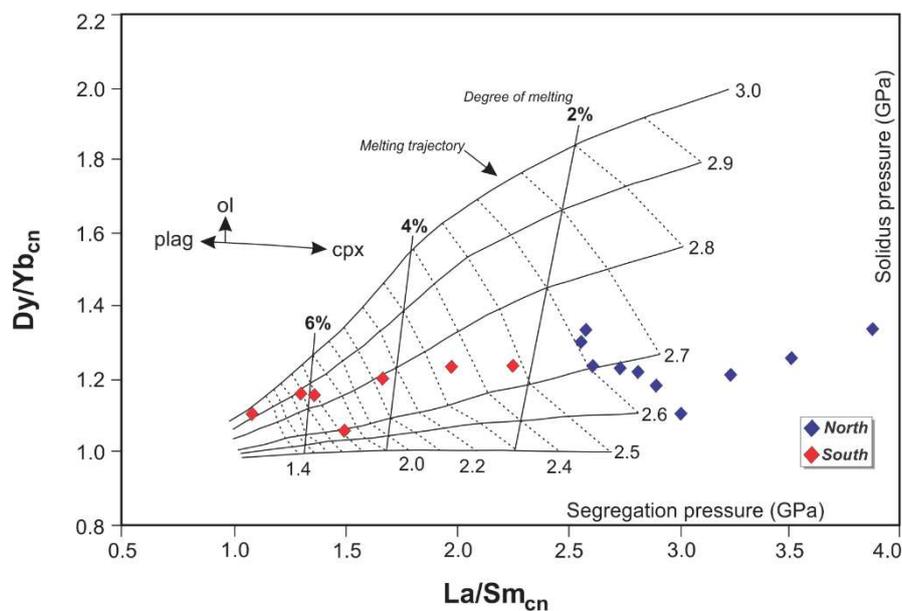


Figura 1.7 - Diagrama Dy/Yb vs. La/Sm para modelagem de grau de fusão do manto (Mayborn & Lesher, 2004). Os metabasaltos do sul foram formados a partir de maiores taxas de fusão da fonte mantélica do que os do norte. Os metabasaltos do sul seguem uma trajetória de pressões dosolidus mais elevada do que os metabasaltos do norte. Os valores foram normalizados segundo Sun & McDonough (1989).

Adicionalmente, os metabasaltos do norte mostram anomalia negativa acentuada de Sr (Fig. 1.4A) que pode estar relacionada com a retenção de plagioclásio na fonte ou com baixas taxas de fusão, que não permitiram o fracionamento desse elemento para o magma. Em geral, os metabasaltos do GBMN seguem uma trajetória de descompressão entre 2,8 e 2,6 GPa, correspondendo a maiores taxas de fusão da fonte mantélica para a formação dos metabasaltos do sul e menores taxas de fusão para a formação dos metabasaltos do norte (Fig. 1.7). Portanto, dentre os processos possíveis, diferentes taxas de fusão de uma mesma fonte explicam de forma mais adequada as diferenças composicionais entre os metabasaltos do norte e do sul do GBMN.

A grande variação de razões como Th/La_{pm} (1,63-2,74) e La/Sm_{pm} (0,76-4,49) sugerem que os ETRL foram modificados em eventos pós-magmáticos ou por fertilização da cunha mantélica. No entanto, a associação do padrão enriquecido de ETRL ao padrão também enriquecido de HFSE sugere mais a fertilização da cunha do manto em zona de subducção. As razões La/Nb_{pm}>1,1 (1,63-5,13) também indicam fertilização da cunha mantélica (Storey *et al.*, 1989; Polat & Hofmann, 2003). O padrão côncavo a horizontal dos ETR normalizados ao condrito e as altas razões Zr/Sm (65,1-137,5 norte e 14,4-27,0 sul) são evidências de que a fonte dessas rochas não teve contribuição de plumas mantélicas (Taylor *et al.*, 1994), portanto os elevados valores de ETRL e Th devem estar relacionados à fertilização da fonte mantélica pelos fluidos provenientes da placa subductada.

As anomalias negativas de Nb e Ti nos diagramas normalizados ao manto primitivo são consistentes com zonas de subducção (Pearce & Peate, 1995; Polat & Hofmann, 2003), reforçando a hipótese que essas rochas foram formadas em ambiente convergente. Outra hipótese para as anomalias negativas de Nb e Ti seria a retenção de óxidos de Fe-Ti (magnetita/ilmenita) no resíduo, sob condições de fusão em altas pressões, coerentes com a zona de estabilidade da granada (e.g. Beard & Lofgren, 1991; Willbold *et al.*, 2009). Isso não é verificado nas amostras do GBMN em função das baixas razões La/Yb_{cn} (3,90-9,81 norte e 1,19-3,48 sul). Basaltos continentais também podem apresentar essas anomalias de Nb e Ti, mas diferentemente das rochas do GBMN, não formam estruturas em almofadas. Além disso, as razões subcondríticas de Nb-Ta_{cn} tanto das rochas do norte (0,55-0,67) com as do sul (0,65-0,77 sul) podem estar relacionadas a retenção preferencial de Nb na cunha do manto em processos petrogenéticos típicos de zonas de subducção (Rudinick *et al.*, 2000).

Os metabasaltos do norte mostram valores de Nb= 4,82-9,18 ppm com razões Zr/Nb= 14,8-22,1, que são consistentes com arcos primitivos (Zr/Nb= 9-87; Manikyamba *et al.*, 2015). Essa grande variação é indicativa de diferentes graus de enriquecimento da cunha do manto, geralmente empobrecida em ambientes de arco. Já os metabasaltos do sul exibem valores de Nb= 2,72-3,84 ppm e razão Zr/Nb= 21,2-24,6, que mostram uma menor influência desses fluidos. Os valores da razão Zr/Nb comparáveis com MORBs atuais em ambos os casos (11-39; Sun & McDonough, 1989; Pearce & Peate, 1995) podem sugerir a natureza empobrecida do manto superior já no Arqueano (e.g. Polat & Kerrich, 2002; Wyman & Kerrich, 2009).

Ambiente tectônico

Os ambientes tectônicos para a formação de basaltos são (i) cadeias meso-oceânicas, (ii) platôs oceânicos, (iii) *hotspots* intraoceânicos, (iv) arcos continentais, (v) arcos de ilha (vi) derrames continentais, (vii) ilhas oceânicas e (viii) bacias de *back-arc*. Dentre essas opções, os basaltos formados a partir de plumas mantélicas têm como características diagnósticas altos conteúdos de MgO (>14 wt.%) e relativo empobrecimento de ETRL. Aqueles derivados de *hotspots*, que também possuem influência de plumas mantélicas, são marcados pelo enriquecimento de elementos incompatíveis e empobrecimento de ETRP. Basaltos de cadeias meso-oceânicas são empobrecidos em ETRL. Platôs oceânicos apresentam padrão horizontal de ETR e baixos valores das razões Sm/Yb_{cn}, Nb/Zr e La/Y (Kerr *et al.*, 2000). Basaltos formados em arcos continentais têm como características elevada razões Ba/Nb_{pm} (>10) e podem ter valores negativos de ϵ_{Nd} , em função da contaminação com a crosta pré-existente (Kerr *et al.*, 2000). Esse conjunto de características tornam essas possibilidades pouco prováveis como candidatas a ambientes de formação das rochas básicas do GBMN, uma vez que essas rochas apresentam (i) baixos valores de Mg (< 10 wt.%), (ii) ETRL enriquecidos; (iii) valores elevados da razão Sm/Yb_{cn} (1,40-2,53 norte e 0,93-1,54 sul), (iv) baixas razões Ba/Nb_{pm} (1,80-6,40 norte e 1,46-5,55 sul) e (v) estruturas em almofadas, típicas de vulcanismo subaquático.

Os metabasaltos do norte do GBMN mostram enriquecimento em LILE e HFSE em relação aos metabasaltos do sul. Em geral, basaltos formados em ambientes de arcos magmáticos são empobrecidos em HFSE (e.g. Ti, Zr, Nb, Ta) quando comparados com aqueles formados em cadeias meso-oceânicas (MORBs). No entanto, as características

geoquímicas apresentadas pelas rochas do norte e do sul são semelhantes às aquelas observadas em outras bacias de *back-arc* (e.g. Izu-Bonin), dado pelo padrão semelhante nos diagramas normalizados ao manto primitivo e ao condrito (Figs. 1.4A-D).

O enriquecimento em HFSE nessas rochas pode estar relacionado a interação de fluidos na zona de subducção com minerais como olivina, ortopiroxênio e espinélio (Wani & Mondal, 2016). O coeficiente de partição cristal/líquido desses elementos é maior para esses minerais do que outros elementos incompatíveis, o que explica o enriquecimento em ambiente de margens convergentes, onde o manto tende a ser enriquecido pelos fluidos provenientes da placa em subducção e esses elementos sendo incorporados pela mineralogia da fonte (Kelemer *et al.*, 1990). Além disso, a maioria das amostras de metabasaltos do GBMN mostram anomalias negativas de Nb-Ta quando normalizados ao manto primitivo, o que é condizente com ambientes de arcos primitivos ou bacias de *back-arc* (e.g. Wani & Mondal, 2016; Hollings & Kerrich, 2004; Laflèche *et al.*, 1992; Pearce & Peate, 1995). Os metabasaltos do norte também são mais enriquecidos em Zr e Hf com relação a Y e Yb quando comparados com os do sul (Zr=66,4-81,3ppm; Hf= 1,80-2,19ppm), o que reflete na sua tendência cálcio-alcálica (Fig 1.3B e 1.3C). Segundo Manikyamba *et al.* (2015), os baixos valores de Zr e Hf presentes em basaltos de arco podem estar relacionados a (i) fracionamento de anfibólio, (ii) fusão parcial no campo da granada ou (iii) interação entre MORB e produtos de fusão de zonas de subducção.

A razão Nb/Ta é pouco sensível às heterogeneidades das fontes e a processos como fusão parcial e cristalização fracionada, sendo utilizada como rastreadora de magmas formados em zona de subducção (Wani & Mondal, 2016). Os metabasaltos do GBMN mostram valores Nb/Ta (10-13) similares aos do arco Izu-Bonin (8-15 – Ishizuca *et al.*, 2009). A razão La/Nb também é pouco influenciada por processos de fusão parcial e cristalização fracionada (Thirlwall *et al.*, 1994). As amostras do GBMN possuem La/Nb >1 (1,54-4,94), o que sugere magmas formados em ambiente de arco (Thirlwall *et al.*, 1994).

Basaltos formados em bacias de *forearc* e *back-arc* podem exibir tanto assinaturas MORB como de arco. Dilek & Furnes (2011) sugerem que lherzolitos fertilizados sob regiões de *forearc*, por exemplo, após serem fundidos nos estágios iniciais de subducção, gerariam rochas com assinaturas do tipo MORB. Caso a bacia de *back-arc* se forme muito distante do arco podem ser geradas rochas apenas com afinidade MORB. No entanto, se a bacia de *back-arc* for próxima ao arco, em função do enriquecimento da cunha

mantélica, as rochas que se formarão terão assinatura de arco de ilha (Taylor & Martinez, 2003; Pearce, 2014).

No diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb (Fig. 1.8A – Pearce, 2008) tanto as amostras do norte como as do sul plotam no campo dos basaltos de arcos de ilha. No diagrama V-Ti (Fig. 1.8B – Shervais, 1982) as rochas plotam próximo à linha que divide os campos de bacia de *back-arc* proximais e distais, mostrando provavelmente a fonte mantélica dos basaltos do GBMN foi fertilizada por fluidos em zona de subducção. Nos diagramas geotectônicos de Agrawal *et al.* (2008) todas as amostras plotam no campo das rochas formadas em arcos de ilha (Figs. 1.9A-D) e se aproximam da transição com o campo do MORBs (Figs. 1.9A-C), o que é condizente com basaltos de bacia de *back-arc*. Nos diagramas de Meschede (1986) e Pearce & Norry (1979) os metabasaltos do GBMN definem uma tendência que varia de basaltos de arco de ilha (amostras do norte) a MORBs (amostras do sul) (Figs. 1.10A e 1.10B).

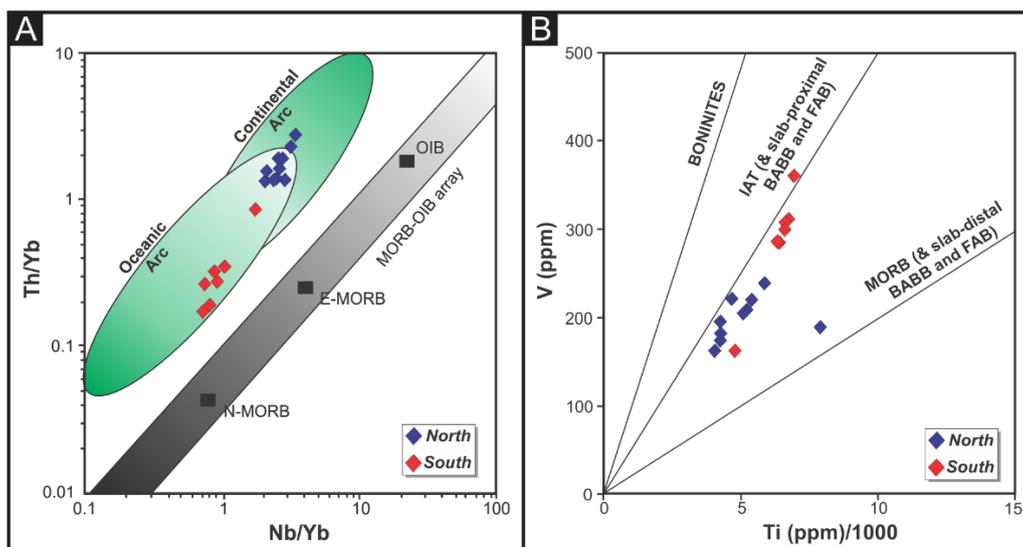


Figura 1.8 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (a) Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce, 2008) mostrando a tendência dos metabasaltos estarem relacionados a ambientes de arcos oceânicos e (b) diagrama V-Ti (Shervais, 1982) evidenciando a maior ou menor contribuição de fluidos externos na zona de subducção em função da distância da fonte ao arco. Abreviações: BABB – Back-Arc Basin Basalts, FAB – Forearc Basalt.

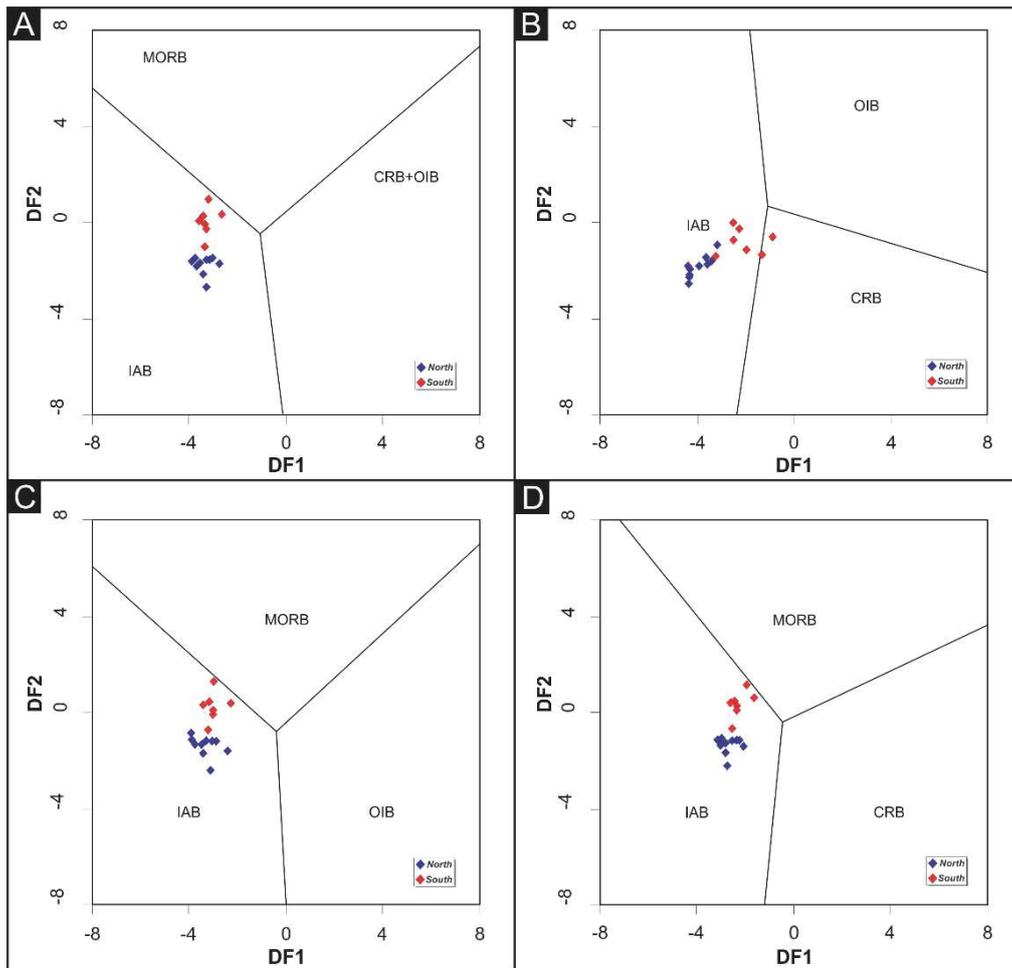


Figura 1.9 - Diagramas log-transformados La/Th-Nb/Th-Sm/Th-Yb/Th para discriminação de ambientes tectônicos (para mais detalhes ver *Agrawal et al., 2008*) para as amostras de metabasaltos do GBMN. IAB: island arc basalt; CRB: continental rift basalt; OIB: ocean island basalt; MORB: mid-oceanic ridge basalt. Todos os diagramas mostram uma tendência de basaltos do tipo MORB (sul) a basaltos de arcos de ilha (norte).

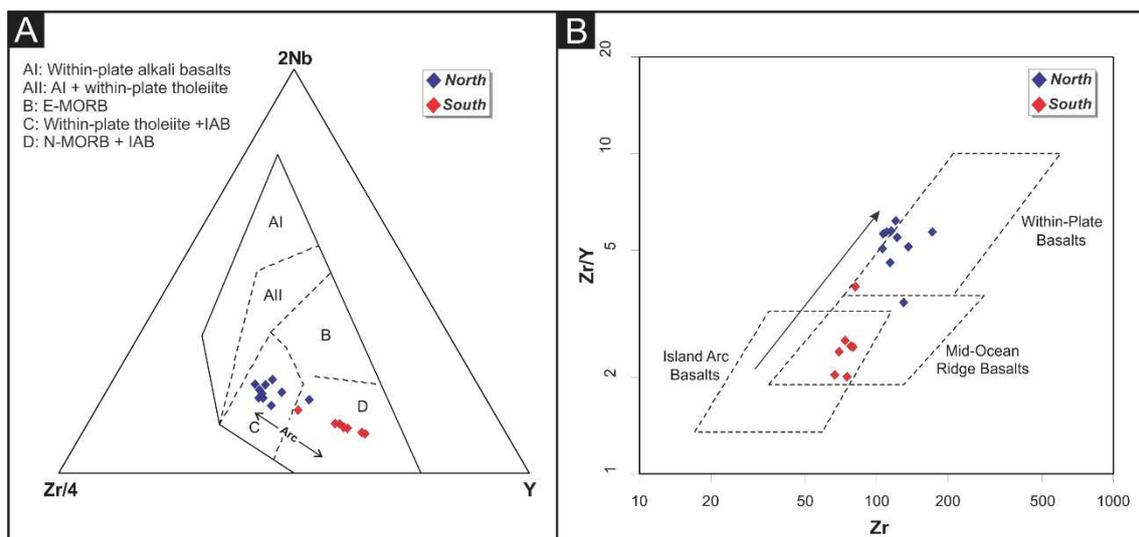


Figura 1.10 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos (a) Zr/4-2Nb-Y de *Meschede (1986)* evidenciando a tendência de basaltos do tipo MORB (amostras do sul) a basaltos de arco de ilha (amostras do norte) e (b) Zr/Y vs. Zr (*Pearce & Norry, 1979*) mostrando a tendência de basaltos do tipo MORB (amostras do sul) para basaltos intraplaca (amostras do norte). A tendência é orientada nos dois casos pelo enriquecimento de HFSEs como Zr e o Nb, comuns em ambientes de subducção.

A utilização do diagrama de Pearce (2008) para rochas ofiolíticas arqueanas pode gerar auto-correlações espúrias em função da utilização de denominador comum (Saccani, 2015). Diagrama de elementos normalizados a um padrão (e.g. Th_N vs. Nb_N normalizados ao N-MORB) é mais adequado na discriminação entre rochas arqueanas formadas em ambientes relacionados e não relacionados a subducção, sendo que o incremento da razão Th/Nb indica a interação de fontes mantélicas com fluidos de zonas de subducção (Saccani, 2015).

Os metabasaltos do GBMN plotam no campo de ambientes convergentes e seguem a tendência de arcos vulcânicos, distribuindo-se entre os campos de *back-arc* e arco de ilha (Fig. 1.11A). A dificuldade em discriminar basaltos de bacia de *back-arc* daqueles formados no próprio arco explica a sobreposição dos campos no diagrama da Figura 1.11A, o que pode gerar incertezas sobre o ambiente de formação dos metabasaltos do GBMN. As rochas do sul plotam entre os campos de arcos de ilha e boninitos, sobrepondo parte do campo de bacias de *back-arc* e mostrando uma tendência ao campo das rochas cálcio-alcalinas (Fig. 1.11B). Já os metabasaltos do norte plotam somente no campo dos basaltos cálcio-alcalinos, mostrando a maior influência dos fluidos provenientes da placa subductada na formação dessas rochas (Fig. 1.11B).

O diagrama Th_N vs. Nb_N não possibilita a discriminação entre toleítos de arcos de ilha e boninitos em função (i) desses litotipos compartilharem o mesmo ambiente tectônico e (ii) de suas fontes mantélicas serem submetidas a um enriquecimento similar em Th antes da fusão (Saccani, 2015). Assim, o diagrama Yb_{cn} vs. Dy_{cn} (Fig. 1.11C) é mais adequado para separar esses dois grupos de rochas, uma vez que esses elementos são mais sensíveis a fusão parcial do que a contribuição de fluidos em zonas de subducção (Saccani, 2015). Tanto as rochas do norte como as do sul plotam no campo dos toleítos de arcos de ilha (IAT – Fig. 1.11C). A tendência exibida pelos metabasaltos do GBMN sugere como possíveis processos atuantes na formação dessas rochas a assimilação de crosta pré-existente e a cristalização fracionada (AFC - Fig. 1.11C). No entanto, como já mostrado pelo diagrama da Figura 1.6B a assimilação de crosta pré-existente (TTG Mairi) é menos provável.

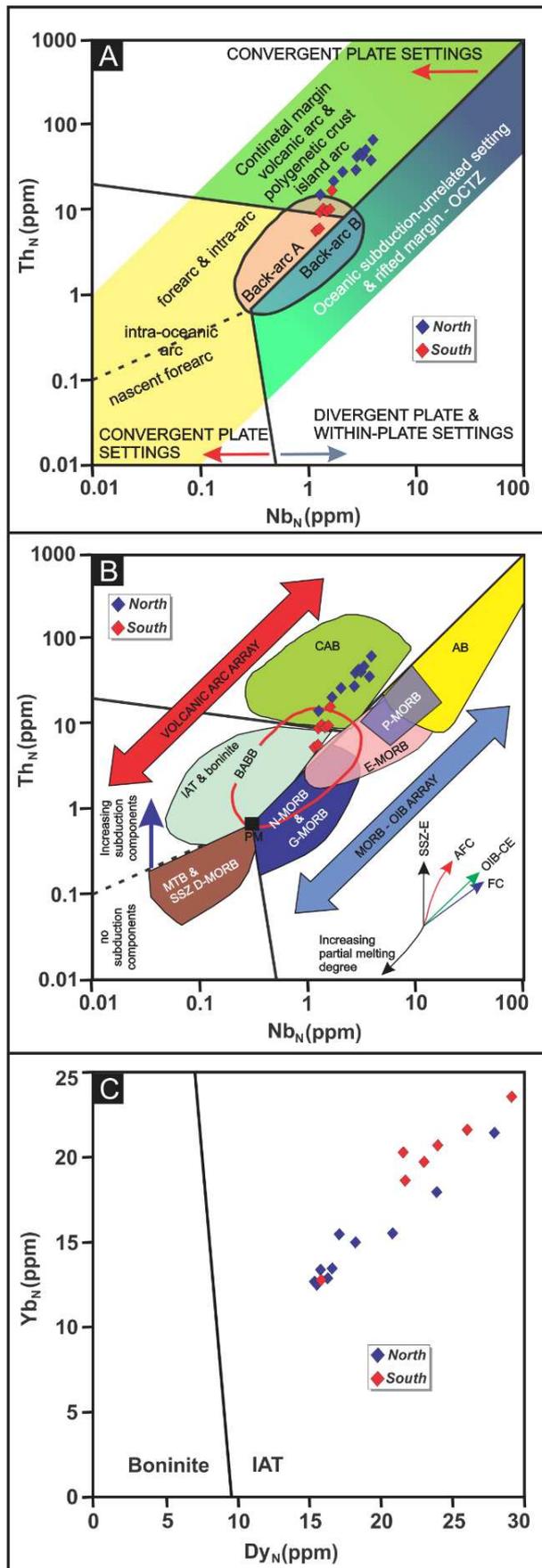
As variações em razões elementares em basaltos do arco Sunda foram interpretadas como decorrente das diferenças entre os basaltos formados no arco e na bacia de *back-arc* (Elburg *et al.*, 2002). A bacia de *back-arc* exibe valores mais elevados das razões Th/Nb, La/Nb e Ce/Yb do que o arco, podendo refletir a contribuição de sedimentos do arco para a bacia (Elburg *et al.*, 2002). Essas variações também podem

estar relacionadas a diferentes contribuições dos fluidos hidrotermais em momentos distintos do vulcanismo na bacia de *back-arc*, particularmente no enriquecimento dos elementos Th e La (e.g. [Ishizuca et al., 2009](#)), ou a eventos pós-magmáticos como alteração hidrotermal, que mobilizam elementos como La e Ce (e.g.) As rochas da porção norte do GBMN apresentam valores mais elevados das razões Th/Nb (0,5-0,8), La/Nb (2,5-3,9) e Ce/Yb (11,7-26,0) do que as rochas do sul Th/Nb (0,31-0,34), La/Nb (1,0-1,5) e Ce/Yb (2,2-4,4).

A diferença nos padrões de ETR e no conteúdo de HFSE e LILEs entre os metabasaltos do norte e do sul do GBMN é semelhante às diferenças exibidas pelos basaltos da bacia de *back-arc* do arco Izu-Bonin ([Ishizuca et al., 2009](#)). Nos primeiros estágios de formação da bacia de *back-arc* ocorre maior taxa de abertura da bacia e descompressão da astenosfera, o que conseqüentemente gera maiores taxas de fusão da fonte mantélica (e.g. [Ishizuca et al., 2009](#)). Nesse estágio se formaram os metabasaltos do sul do GBMN, com padrão mais horizontal dos ETR normalizados ao condrito (Fig. 1.4D) e que possuem correspondência com os basaltos da bacia Shikoku do arco Izu-Bonin. Com a evolução do sistema, a taxa de abertura e a descompressão da astenosfera diminuem, resultando na maior interação e reequilíbrio com o manto mais heterogêneo e enriquecido pelos fluidos provenientes da placa subductada (e.g. [Ishizuca et al., 2009](#)). Nessa fase se formaram os metabasaltos da parte norte do GBMN, mais enriquecidos em HFSE e LILEs, com padrão côncavo de ETR (Fig. 1.4B) normalizados ao condrito e semelhantes aos basaltos do leste da bacia Shikoku. A contribuição dos fluidos podem ter influenciado também na mudança no ângulo de subducção, na reorganização da convecção mantélica e do fluxo de calor abaixo da bacia de *back-arc*, resultando na menor taxa de vulcanismo com o passar do tempo ([Ishizuca et al., 2009](#)).

Do ponto de vista regional, o sistema plutônico intraplaca sugerido por [Zincone et al. \(2016\)](#) deve ter sido o estágio inicial de abertura de um oceano entre os TTGs do Complexo Mairi. Nessa fase foram formados os riolitos de 3,3 Ga, antes interpretados como o vulcanismo félsico da sequência do GBMN. O sistema pode ter evoluído para uma subducção intraoceânica com a formação de um arco de ilha e bacia de *back-arc* associada. Nesse contexto, a sequência de rochas vulcânicas, sedimentares químicas e clásticas hoje interpretadas como parte do GBMN teria se formado nessa bacia de *back-arc* e seria mais jovem do que o proposto até o momento, provavelmente na transição entre o Meso e o Neoarqueano.

Vários autores (e.g. Brown, 2006; Martin *et al.*, 2010; Shirey & Richardson, 2011; Van Kranendonk, 2011; Dhuime *et al.*, 2012) argumentam que esse período do tempo



geológico marca uma transição importante na dinâmica do planeta, com o aparecimento de associações prototectônicas diagnósticas de zonas de subducção como eclogitos, sanukitóides e plútons cálcio-alcálicos com afinidade de arcos magmáticos. Assim, novos trabalhos devem ser conduzidos para testar a hipótese da formação de um arco de ilha meso a neoarqueano e a conseqüente formação de uma seqüência do tipo *greenstone belt* em ambiente de convergência intraoceânica.

Figura 1.11 - Diagramas de classificação propostos por Sacani (2015) (a) classificação de ambiente tectônico. Areadiação: OCTZ: zona de transição oceano-continente. (b) variação composicional de diferentes tipos de rochas. Vetores indicam as tendências de variação composicional devido a diferentes processos petrogenéticos. Abreviações: MTB: basaltos de médio Ti; D-MORB: MORB empobrecido; G-MORB: basaltos MORB com assinatura de granadas; P-MORB: basaltos MORB com influência de pluma mantélica; AB: basaltos alcalinos; CAB: basaltos calcioalcalinos; SSZ-E: zona de supra-subducção enriquecida; AFC: assimilação-cristalização fracionada; OIB-CE: ilha oceânica com componente enriquecida (pluma matélica); FC: cristalização fracionada; PM: manto primordial; (c) discriminação entre rochas vulcânicas formadas em ambiente colisional (boninitos e toleítos de arcos de ilha). Os valores de normalização são de Sun & McDonough (1989).

CONCLUSÕES

As principais conclusões desse trabalho são resumidas a seguir:

- Processos como metamorfismo em fácies xisto verde, alteração hidrotermal de fundo oceânico e intemperismo superficial não modificaram significativamente as assinaturas primárias das rochas metavulcânicas do GBMN;
- Os metabasaltos das porções norte e sul do GBMN mostram diferentes padrões de elementos-traço e ETR normalizados ao manto primitivo e ao condrito, que refletem diferentes taxas de fusão da mesma fonte mantélica ou de fontes diferentes;
- A assinatura geoquímica das metavulcânicas máficas do GBMN semelhante a basaltos formados em ambiente modernos (e.g. Izu-Bonin – *Ishizuca et al., 2009*) sugere que essas rochas foram formadas em um ambiente de bacia de *back-arc*;
- Os metabasaltos do sul se formaram no estágio inicial da abertura da bacia de *back-arc*. A maior taxa de abertura da bacia gera maior descompressão da astenosfera, permitindo maiores taxas de fusão da fonte mantélica, resultando em magmas semelhantes aos MORBs atuais. Já os metabasaltos do norte se formaram num estágio mais avançado da bacia, onde as menores taxas de abertura e descompressão da astenosfera permitiram um re-equilíbrio da fonte mantélica com os fluidos provenientes da placa subductada, gerando magmas com afinidades cálcio-alcalinas.
- Em função da idade de 3,3 Ga representar segundo *Zincone et al. (2016)* um sistema plutônico-vulcânico com evolução distinta do GBMN, propomos que a abertura da bacia de *back-arc* tenha ocorrido num estágio subsequente a esse sistema intraplaca, configurando um ambiente de convergência intraoceânica na transição entre o Meso e o Neoarqueano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agrawal S., Guevara M., Verma S.P. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, **50**:1057–1079. doi:10.2747/0020-6814.50.12.1057.
- Alckmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. In: Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Reunião Preparatória. Salvador, 1993, SBG/SGM/CNPq, p. 45-62.
- Arndt N.T. 1994. Archean komatiites. In: Condie, K.C. (ed.), *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, p. 11–44.
- Baker J.A., Thirlwall M.F., Menzies M.A. 1996. Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 2559-2581
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Revista da Academia Brasileira de Ciências*, **74**(2): 343-359.
- Barbuena, D., Oliveira, E.P., Zincone, S.A., 2016. Estudos de proveniência dos quartzitos do greenstone belt Mundo Novo (BA) e implicações tectono-estratigráficas. In: Anais 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.
- Beard J.S., Lofgren G.E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstone and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, **32**: 365–401.
- Beccaluva L., Serri G. 1988. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics*, **146**: 291-315.
- Brown M., 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, **34**(11): 961-964.
- Cann J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **10**: 7-11.
- Condie K.C. 2015. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. *Precambrian Research*, **266**:587-591.
- Condie K.C. 1997. Contrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection. *The Journal of Geology*, **105**: 729–736.
- Cotta A.J.B., Enzweiler J., Nardy A.J.R. 2008. Certificado de análise do material de referência BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto). *Geochimica Brasiliensis*, **22**: 113-8.
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimaraes J.T., Melo R.C. 1978. Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica, relatório final, Salvador. CPRM, Convênio DNPM-CPRM, 12 v.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, p. 227-334.
- Deng H., Kusky T., Polat A., Wang C., Wang L., Li Y., Wang J. 2016. A 2.5 Ga fore-arc subduction-accretion complex in the Dengfeng Granite-Greenstone Belt, Southern North China Craton. *Precambrian Research*, **275**:241-264.
- de Wit M.J. 2004. Archean Greenstone Belts Do Contain Fragments of Ophiolites. In: Kusky, T.M. (ed.), *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, p. 599–614.
- Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**, 1334-1336.
- Dilek Y., Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society American Bulletin*, **123**: 387–411.
- Dilek Y., Thy P. 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, **113**: 68-87. dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.044.
- Dostal J., Strong D.F., Jamieson R.A. 1980. Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland. *Earth Planetary Science Letters*, **49**: 188–192.

- Elburg A.M., van-Bergen V.M., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., ZulkarnainIskandar I., Nasution-Asnawir A. 2002. Geochemical trends across an arc–continent collision zone; magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**: 2771–2789.
- Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., Zhao X., Wise S.W., Wähner V., Teagle D.A.H., Saccoccia P.J., Reusch D.N., Pringle M.S., Nicolaysen K.E., Neal C.R., Müller R.D., Moore C.L., Mahoney J.J., Keszthelyi L., Inokuchi H., Duncan R.A., Delius H., Damuth J.E., Damasceno D., Coxall H.K., Borre M.K., Boehm F., Barling J., Arndt N.T., Antretter M. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**: 73–89.
- Furnes H., Dilek Y., de Wit M.J. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**: 649–685.
- Furnes H., Dilek Y., de Wit M. 2013. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**: 649–685.
- Griffon J.C. 1967. Apresentação do mapa geológico (1/100 000) da parte central da Serra de Jacobina (Bahia). Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo das comunicações. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, **26**: 33–34.
- Hamilton W.B. 1998. Archean tectonics and magmatism. *International Geology Reviews*, **40**: 1–39.
- Hollings P., Kerrich R. 2004. Geochemical systematic of tholeiites from the 2.86 Ga pickle crow assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb-Hf anomalies. *Precambrian Research*, **134**: 1–20.
- Hofmann A.W. 1997. Mantle geochemistry – the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**: 219–229
- Humphris S.E., Thompson G. 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 127–136.
- Ishizuca O., Yuasa M., Taylor R.N., Sakamoto I. 2009. Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading. *Chemical Geology*, **266**: 274–296.
- Jenner F.E., Bennett V.C., Yaxley G., Friend C.R.L., Nebel O. 2013. Eoarchean within-plate basalts from southwest Greenland. *Geology*, **41**: 327–330. doi:10.1130/G33787.1.
- Jochum K.P., Arndt N.T., Hoffman A.W. 1991. Nb–Th–La in komatiites and basalts, constraints on komatiites petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **107**: 272–289.
- Kelemen P.B., Johnson K.T.M., Kinzler R.J., Irving A.J. 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle–magma interaction. *Nature*, **345**: 521–524.
- Kerr A.C. 2003. Oceanic plateaus. In: Rudnick R.L. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, 3.16, Elsevier, Amsterdam, 537–565.
- Kerr A.C., White R.V., Sauners A.D. 2000. LIP: recognizing oceanic plateau in the geological record. *Journal of Petrology*, **41**: 1041–1056.
- Kerrich R., Wyman D.A., Fan J., Bleeker W. 1998. Boninite series: low Ti–tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**: 303–316.
- Kusky T.M., Polat A. 1999. Growth of granite–greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, **305**: 43–73.
- Kusky T., Zhai M.G., W. Xiao. 2010. *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society, London, *Special Publication*, 338.
- Lafleche M.R., Dupuy C., Dostal J. 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archaean Blake River group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. *Canadian Journal of Earth Science*, **29**: 1448–1458.
- Leat P.T., Livermore R.A., Millar I.L., Pearce J.A. 2000. Magma supply in back-arc spreading centre segment E2, East Scotia Ridge. *Journal of Petrology*, **41**: 845–866.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Nicollet C., Sabaté P. 2007. Evolução metamórfica/metassomática paleoproterozóica do Complexo Saúde, da Bacia Jacobina e de leucogranitos peraluminosos na parte norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4): 777–797.
- Leo G.W., Cox D.P., Carvalho J.P.P. 1964. Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, DGM, Boletim 209, 87p.
- Loureiro H.S.C., Santos R.A. 1991. Estratigrafia: Folha Mundo Novo. In: Loureiro H.S.C. (org.), *Mundo Novo, folha SC. 24 Y D IV: Estado da Bahia, texto explicativo*. Brasília: DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). Convênio DNPM-CPRM, p. 18–21.
- Ludden J., Gelienas L., Trudel P. 1982. Archean metavolcanics from the RouynNoranda District, Abitibi greenstone belt, Quebec: 2 mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Science*, **19**: 2276–2287.

- Manikyamba C., Ganguly S., Santosh M., Saha A., Chatterjee A., Khelen A. 2015. Neoproterozoic arc–juvenile back-arc magmatism in eastern Dharwar Craton, India: Geochemical fingerprints from the basalts of Kadiri greenstone belt. *Precambrian Research*, **258**:1-23.
- Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C., Satyanarayanan M., Krishna A.K. 2009. Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: a potential paired arc–back-arc of the 2.6Ga Hutti greenstone terrane, India. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**:1711–1736.
- Martin H., Moyon J.F., Rapp R., 2010. The sanukitoid series: magmatism at the Archean–Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **100**: 15–33.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Mascarenhas J.F. 1969. Estudo geológico da parte norte da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, **18(1)**: 3–21.
- Mascarenhas J.F., Ledru P., Souza S.L., Conceição Filho V.M., Melo L.F.A., Lorenzo C.L. Milési J.P. 1998. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.13, 55p.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.5, 32p.
- Maurice A.E., Basta F.F., Khiamy A.A. 2012. Neoproterozoic nascent island arc volcanism from the Nubian Shield of Egypt: magma genesis and generation of continental crust in intra-oceanic arcs. *Lithos*, **132–133**: 1–20.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Griffon J.C. 1992. Contribuição à geologia do Grupo Jacobina, região Jacobina/Pindobaçu. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, São Paulo, **2**: 141-142.
- Maurice A.E., Basta F.F., Khiamy A.A. 2012. Neoproterozoic nascent island arc volcanism from the Nubian Shield of Egypt: magma genesis and generation of continental crust in intra-oceanic arcs. *Lithos*, **132–133**: 1–20.
- Mayborn K.R., Leshner C.E. 2004. Paleoproterozoic mafic dike swarms of northeast Laurentia: products of plumes or ambient mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, **225**: 305–317.
- McGregor V.R., Friend C.R.L. 1992. Late Archean prograde amphibolite to granulite facies relations in the Fiskensætt region, Southern West Greenland. *Journal of Geology*, **100**: 207–219.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. Mapa geológico (1:250.000), folha Serrinha SC.24-Y-D, Estado da Bahia, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Salvador.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**: 207-218.
- Messo C.W., Many S., Mabako A.H. 2012. Geochemistry of the Neoproterozoic Volcanic Rocks of the Kilimafedha Greenstone Belt, Northeastern Tanzania. *Journal of Geological Research*, ID 603971.
- Mougeot R. 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au, ±U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). Thèse de l'Université de Montpellier II, 306 p.
- Murphy J.B., Hynes A.J. 1986. Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Canadian Journal of Earth Science*, **23**:1138–1144.
- Myers J.S. 1985. Stratigraphy and structure of the Fiskensætt Complex, southern West Greenland: *Grønlands Geologiske Undersøgelse Bulletin*, **150**: 72.
- Navarro M.S., Andrade S., Ulbrich H., Gomes C.B., Girardi V.A.V. 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32(2)**: 167-180.
- Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **163**: 179-188.
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R. 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, **338**: 263-286. Doi:10.1144/SP338.13.
- O’Neil J., Francis D., Carlson R.W. 2011. Implications of the Nuvvuagittuq greenstone belt for the formation of Earth’s early crust. *Journal of Petrology*, **52**:985–1009.
- Ordóñez-Calderón J.C., Polat A., Fryer B.J., Gagnon J.E., Raith J.G., Appel P.W.U. 2008. Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research*, **161**:317–340.
- Pearce J.A. 2014. Geochemical fingerprinting of the Earth’s oldest rocks. *Geology*, **42**:175–176.

- Pearce J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**:14–48.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. Wiley and Sons, New York, 525–548 p.
- Pearce J.A., Peate D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **23**:251–285.
- Pearce J.A., Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33–47.
- Pearson W., Macêdo P.M., Rúbio A., Lorenzo C.L., Karpeta P. 2005. Geology and gold mineralization of the Jacobina Mine and Bahia Gold Belt, Bahia, Brazil and comparison to Tarkwa and Witwatersrand. In: *Proceedings of Geological Society of Nevada Symposium*, Reno, Nevada, **1**: 757–786.
- Peng P., Wang C., Wang X., Yang S. 2015. Qingyuan high-grade granite–greenstone terrain in the Eastern North China Craton: Root of a Neoproterozoic arc. *Tectonophysics*, **662**:7–21.
- Peucat J.J., Mascarenhas J.F., Barbosa J.S., Souza F.S., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 363–373.
- Petrini R., Joron J.L., Ottonello G., Bonatti E., Seyler M. 1988. Basaltic dykes from Zabargad island, Red Sea: petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, **150**: 229–248.
- Polat A. 2013. Geochemical variations in Archean volcanic rocks, southwestern Greenland: Traces of diverse tectonic settings in the early Earth. *Geology*, **41**(3):379–380.
- Polat A., Kerrich R. 2006. Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime. *American Geophysical Monograph*, **164**:189–213.
- Polat A., Hofmann A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, **126**:197–218.
- Polat A., Kerrich R. 2002. Nd-isotope systematics of approximately 2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones. *Earth Planetary Science Letters*, **202**:345–360.
- Polat A., Kerrich R. 2001. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes. *Contributions to Mineralogy Petrology*, **141**:36–52.
- Polat A., Wang L., Appel P.W. 2015. A review of structural patterns and melting processes in the Archean craton of West Greenland: evidence for crustal growth at convergent plate margins as opposed to non-uniformitarian models. *Tectonophysics*, **662**:67–94.
- Polat A., Appel P.W.U., Fryer B.J. 2011. An overview of the geochemistry of Eoarchean to Mesoarchean ultramafic to mafic volcanic rocks, SW Greenland: Implications for mantle depletion and petrogenetic processes at subduction zones in the early Earth. *Gondwana Research*, **20**:255–283.
- Polat A., Appel P.W.U., Fryer B., Windley B., Frei R., Samson I.M., Huang H. 2009. Trace element systematics of the Neoproterozoic Fiskensæset anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: evidence for a magmatic arc origin. *Precambrian Research*, **175**: 87–115.
- Polat A., Li J., Fryer B., Kusky T., Gagnon J., Zhang S. 2006. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume–craton interaction. *Chemical Geology*, **230**:60–87.
- Polat A., Hofmann A.W., Rosing M. 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the Earth. *Chemical Geology*, **184**:231–254.
- Roig H.L., Moya M.M., Aron P. 1992. Ocorrências de ouro na região de Pindobaçu, Bahia. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, SBG, São Paulo, **1**: 235–236.
- Ross P.S., Bédard J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient sub-alkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Science*, **46**:823–839.
- Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F. 2000. Rutile bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science*, **287**: 278–281.
- Sacani E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, **6**: 481–501.
- Said N., Kerrich R., Groves D. 2010. Geochemical systematics of basalts of the Lower Basalt Unit, 2.7 Ga Kambalda sequence, Yilgarn Craton, Australia: plume impingement at a rifted Craton margin. *Lithos*, **115**:82–100.

- Sampaio G.M.S., Enzweiler J. 2015. New ICP-MS Results for Trace Elements in Five Iron-Formation Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **39**(1): 105-119.
- Sampaio A.R., Santos R.A., Rocha A.J.D., Guimarães J.T. 1998. Mapa geológico da folha Jacobina, SC.24-Y-C. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Salvador.
- Santos-Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Barbosa J.S.F., Fanning C.M., Cocherie A., Paquette J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Uburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *Journal of South American Earth Science*, **40**: 129-142.
- Santosh M., Yang Q.Y., Shaji E., Tsunogae T., Ram Mohan M., Satyanarayanan M. 2015. An exotic Mesoproterozoic microcontinent: the Coorg Block, southern India. *Gondwana Research*, **27**: 165–195, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.005>.
- Saunders A.D., Tarney J. 1991. Back-arc basins. In: Floyd P.A. (ed.), *Oceanic Basalts*. Glasgow, Blackie, p. 219-263.
- Shervais J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planetary Science Letters*, **59**:101–118.
- Shirey S.B., Richardson S.H., 2011. Start of the Wilson Cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle. *Science*, **333**: 434-436. DOI: 10.1126/science.1206275.
- Souza S.L., Garrido I.A.A., Oliveira N.S., Fróes R.J.B. 2002. Projeto Greenstone belt Mundo Novo: escala1:100.000. Estudos Geológicos Regionais, v.1, CBPM, Salvador.
- Souza S.L., Mascarenhas J.F., Moraes A.M.V. 1996. Geologia do "greenstone belt" Mundo Novo, Bahia. In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1: 103-106.
- Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Gibson I.L., Norry M.J., Thirlwall M.F., Leat P., Thompson R.N., Menzies M.A. 1989. Contamination of Indian-Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. *Nature*, **338**: 574–576.
- Sun S.-s., McDonough W.F. 1989 Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunderson A.D., Norry M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, **42**: 313-345.
- Taylor B., Martinez F. 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth Planetary Science Letters*, **210**:481–497.
- Taylor R.N., Nesbitt R.W., Vidal P., Harmon R., Auvray B., Croudace I.W. 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, **35**: 577–617.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Teixeira W., Oliveira E.P., Soares L. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (eds) *The São Francisco Craton and Its Margins - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing, pp. 29-56. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0_3.
- Thirlwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J.P., Arculus R.J. 1994. High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *Journal of Petrology*, **35**: 819–838.
- Turner S., Rushmer T., Reagan M., Moyen J.F. 2014. Heading down early on? Start on subduction on Earth. *Geology*, **42**:139–142.
- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Griffin W.L., Huston D.L., Hickman A.H., Champion D.C., Anhaeusser C.R., Pirajno F. 2015. Making it thick: a volcanic plateau origin of Palaeoproterozoic continental lithosphere of the Pilbara and Kaapvaal cratons. *Geology Society London Special Publications*, **389**: 83–111.
- Van Kranendonk M.J., 2011. Onset of Plate Tectonics. *Science*, **333**: 413-414.
- Vendemiato M.A., Enzweiler J. 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards Newsletter*, **25**: 283-291.
- Wani H., Mondal M.E.A. 2016. Geochemical evidence for the Paleoproterozoic arc – Back arc basin association and its importance in understanding the evolution of the Central Indian Tectonic Zone. *Tectonophysics*, **690**: 318-335.
- Wang C.L., Zhang L.C., Lan C.Y., Dai Y.P. 2014. Rare earth element and yttrium compositions of the Paleoproterozoic Yuanjiacun BIF in the Lüliang area and their implications for the Great Oxidation Event (GOE). *Science China Earth Sciences*, **57**(10): 2469-2485. doi: 10.1007/s11430-014-4896-2.
- Weaver B.L., Tarney J. 1981. Chemical change during dyke metamorphism in highgrade basement terrains. *Nature*, **289**:47–49.

- Willbold M., Hegner E., Stracke A., Rocholl. 2009. Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archaean crust formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **279**: 44–52.
- Winchester J.A., Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325–343.
- Wyman D.A., Kerrich R. 2009. Plume and arc magmatism in the Abitibi subprovince: implications for the origin of Archean continental lithospheric mantle. *Precambrian Research*, **168**: 4–22.
- Wyman D., Kerrich R., Polat A. 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex. *Precambrian Research*, **115**:37–62.
- Zhai M.G., Santosh M. 2011. The early Precambrian odyssey of the North China Craton: a synoptic overview. *Gondwana Research*, **20**: 6–25.
- Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O., Zhang H., Zhai M. 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic–plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos*, **266-267**:414-434.
- Zincone S.A., Barbuena D., Oliveira E.P., Baldim M. 2017. A Paleoproterozoic foreland basin and a Paleoarchean intracontinental rift sequence at the northern sector of the São Francisco Craton, Brazil: evidences from detrital zircon U-Pb geochronology of the Saúde Complex. *Submitted*.

ANEXO II

Geoquímica de BIFs do greenstone belt Mundo Novo, cráton São Francisco, Brasil: evidências de sedimentação em ambiente anóxico com contribuição de fluidos hidrotermais.

INTRODUÇÃO

Os *greenstone belts* compreendem uma ampla variedade de rochas vulcânicas e sedimentares que registram ambientes tectônicos, condições de evolução da atmosfera, episódios magmáticos intrusivos e extrusivos, vários estágios de metamorfismo e metassomatismo, além de diversos depósitos minerais (e.g. Furnes *et al.*, 2015; Van Kranendonk *et al.*, 2015). O conjunto de rochas formado por vulcânicas máficas, formações ferríferas bandadas (BIFs), cherts, calcários e pelitos, geralmente sob baixo grau de metamorfismo, torna os *greenstone belts* um grande laboratório para compreender a evolução do sistema oceano-atmosfera ao longo da história da Terra.

A reconstrução das condições redox dos oceanos tem sido um ponto chave no entendimento dos processos superficiais na Terra primitiva e nas correlações entre a química dos oceanos e a evolução da biosfera e da atmosfera ao longo do tempo geológico (e.g. Poulton & Canfield, 2011). Nesse contexto, as assinaturas geoquímicas de elementos do grupo terras-raras (ETR) e Y em formações ferríferas pré-cambrianas fornecem pistas importantes sobre as mudanças das condições redox do Arqueano ao Neoproterozóico (e.g. Bau & Dulski, 1996; Frei *et al.*, 2008; Alexander *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010), pois a distribuição desses elementos reflete o estado de oxidação do oceano e o balanço entre as contribuições mantélicas e continentais durante a formação de precipitados químicos (e.g. Bolhar *et al.*, 2004).

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN - Mascarenhas & Silva, 1994) é uma sequência metavulcanossedimentar localizada na porção nordeste do cráton São Francisco, borda leste do Bloco Gavião (Fig. 2.1A). A idade arqueana conferida a essa sequência foi definida por Peucat *et al.* (2002) através da datação de riolitos (3,3 Ga) próximos a cidade de Mundo Novo e interpretados como o vulcanismo félsico associado a formação do *greenstone belt*. Entretanto, Zinconne *et al.* (2016) sugerem que esses riolitos fazem parte de uma sistema plutônico-vulcânico intraplaca não vinculado à formação do GBMN. Além da idade, o empilhamento estratigráfico e a extensão do

GBMN também permanecem sob discussão, o que decorre das diversas interpretações sobre seu ambiente de formação (Leo et al., 1964; Griffon, 1967; Couto et al., 1978; Loureiro, 1991; Roig et al., 1992; Mascarenhas et al., 1998).

De forma geral, o GBMN foi definido como um conjunto de unidades que possuem seção-tipo e sequência litológica definidas (Mascarenhas & Silva, 1994; Mascarenhas *et al.*, 1998). Na base, ocorrem metabasaltos maciços e almofadados, seguidos de formações ferríferas, xistos grafitosos intensamente sulfetados e metapelitos. No topo, possui rochas metassedimentares clásticas representadas por quartzitos (e.g. Mascarenhas *et al.*, 1998). No entanto, a relação temporal e espacial entre as unidades não é conhecida, em função dessas rochas ocorrerem de forma descontínua ao longo do lineamento Contendas-Jacobina, fruto da estruturação regional dada pela colisão paleoproterozóica (e.g. Barbosa *et al.*, 2002, 2004).

As diferentes assinaturas geoquímicas observadas em BIFs formadas em ambientes anóxicos e oxidados levaram muitos autores a considerarem a distribuição dos ETR+Y em precipitados marinhos como uma importante ferramenta na identificação de rochas mais antigas que 2,4 Ga (e.g. Bau & Dulski, 1996; Bolhar *et al.*, 2004; Spier *et al.*, 2007; Frei *et al.*, 2008; Alexander *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010; Mendes *et al.*, 2016). Diante da dificuldade de obter a idade absoluta da sequência metavulcanossedimentar, a assinatura de ETR+Y das BIFs mostra-se importante para compreender o ambiente de formação do GBMN e abre a possibilidade de posicioná-lo estratigraficamente na evolução do segmento nordeste do cráton São Francisco.

Assim, apresentamos nesse trabalho a geoquímica de elementos maiores, menores e terras-raras de 10 amostras de formações ferríferas atribuídas ao GBMN, que ocorrem de forma descontínua ao longo do lineamento Contendas-Jacobina. A partir dos resultados, propomos que essas rochas, classificadas como do tipo Algoma, tenham sido formadas sob condições de oxidação semelhantes a de outras BIFs arqueanas, com a contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura e sem contribuição clástica significativa, o que é compatível com um possível ambiente de bacia de *back-arc*.

GEOLOGIA REGIONAL

O embasamento do cráton São Francisco, em sua porção nordeste, é formado blocos arqueanos Gavião, Serrinha, Jequié e Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que foram aglutinados durante a orogenia Riacciana-Orosiriana (Fig. 2.1A - Barbosa & Sabaté, 2002, 2004). Além disso, também ocorrem terrenos vulcanossedimentares arqueanos a paleoproterozóicos, todos recobertos por unidades metassedimentares meso- a neoproterozóicas (e.g. Oliveira *et al.*, 2010; Barbosa & Sabaté, 2004; Delgado *et al.*, 2003).

O Bloco Gavião contém as rochas mais antigas da plataforma sul-americana, representadas pelos ortognaisses dos Complexos Gavião, Mairi, Lençóis e Remanso-Sobradinho (3,40 Ga - 3,10 Ga, Nutman & Cordani, 1993; Mougeot, 1996; Martin *et al.*, 1997; Santos-Pinto *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2017). Associado aos ortognaisses do Complexo Mairi Zincone *et al.* (2016) reconheceram um sistema plutônico-vulcânico intraplaca de 3,30 Ga.

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN) é um dos vários terrenos do tipo granito-*greenstone* do Bloco Gavião (e.g. Umburanas, Riacho de Santana). Na definição dada por Mascarenhas & Silva (1994) a sequência é formada por quatro unidades principais, que possuem seções-tipo próprias e sequências litológicas características. No entanto, não há dados geocronológicos que delimitem a relação temporal entre essas unidades. Além disso, cada seção-tipo é descrita localmente, ocorrendo de forma descontínua ao longo dos 330 km do lineamento Contendas-Jacobina.

A sequência de metabasaltos maciços e almofadados, formações ferríferas, xistos grafitosos intensamente sulfetados, metapelitos e quartzitos já recebeu diversas nomenclaturas: (i) Formação Bananeira (Leo *et al.*, 1964), (ii) Grupo Jacobina Inferior (Griffon, 1967), (iii) Complexo Itapicuru (Couto *et al.*, 1978) e (iv) Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991), o que gerou discussões sobre seu pertencimento à Bacia Jacobina ou ao GBMN. A conformidade estrutural com o Grupo Jacobina (e.g. Pearson *et al.*, 2005), situado a oeste, e com o Complexo Saúde (Leite *et al.*, 2007) a leste, reflete a dificuldade de individualizar essas unidades (e.g. Barbuena *et al.*, 2016) e contribui para a manutenção do debate sobre o empilhamento estratigráfico do GBMN.

Além disso, a descontinuidade entre as unidades e a ocorrência de litotipos e estruturas diferentes nas partes sul e norte da área de exposição do GBMN deixa dúvidas

sobre a real extensão da sequência. Um exemplo são as metavulcânicas félsicas que ocorrem nas imediações da cidade de Mundo Novo (Fig. 2.1B), mas não na parte norte.

Outro exemplo são as estruturas em almofadas presentes nos metabasaltos das imediações de Pindobaçu, a norte (Fig. 2.1B), mas que até o momento não foram claramente reconhecidas na porção sul.

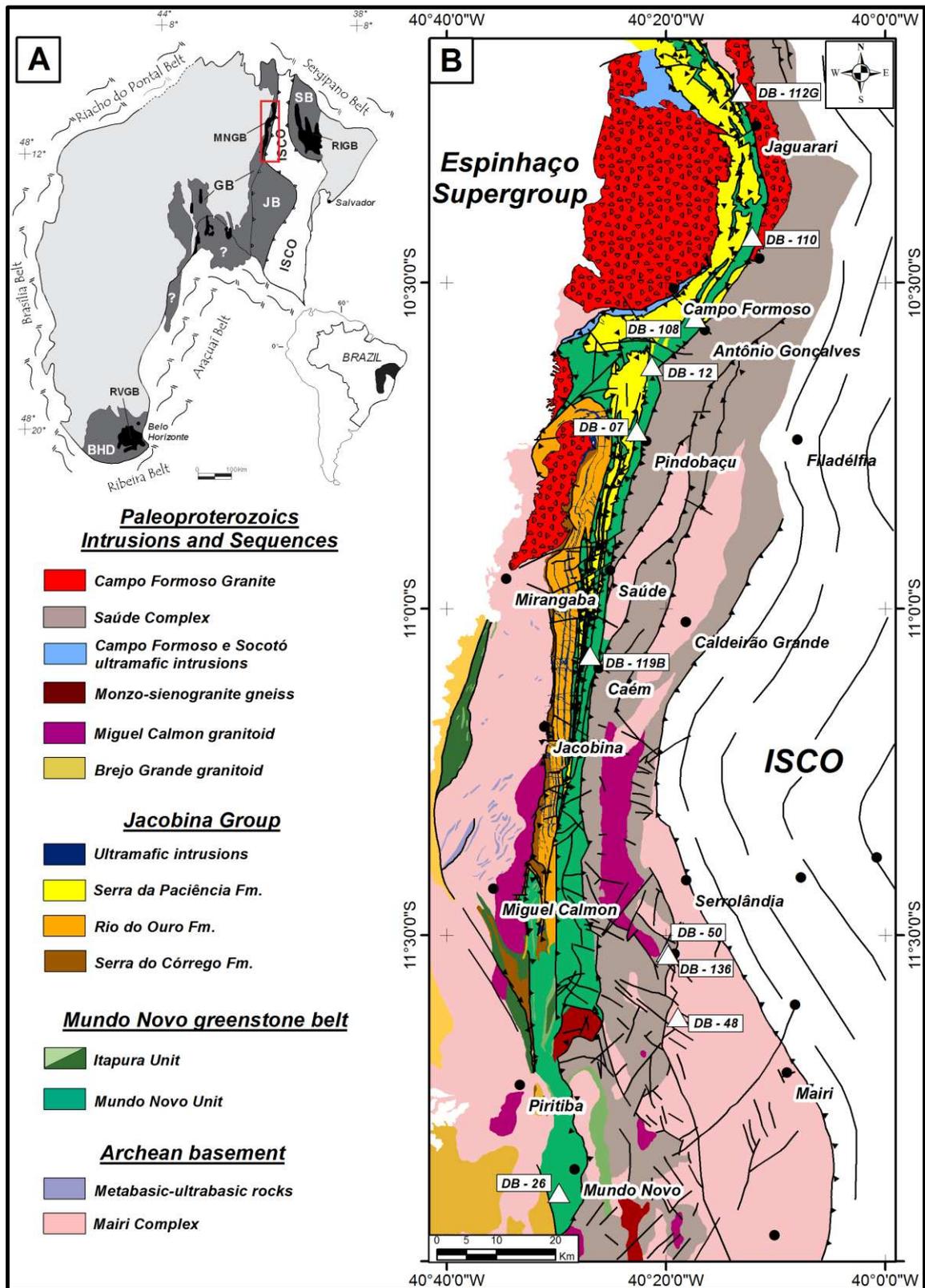


Figura 2.1 - Distribuição espacial das amostras de BIFs coletadas ao longo do greenstone belt Mundo Novo. (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alkmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: greenstone belt Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: greenstone belt Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: greenstone belt Rio das Velhas); (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005). Triângulos brancos representam as amostras de BIFs coletadas.

CLASSIFICAÇÃO E MECANISMOS DE DEPOSIÇÃO DAS BIFS

Na definição mais antiga de formações ferríferas bandadas, James (1954) as considera como rochas sedimentares químicas, finamente bandadas e/ou laminadas, contendo pelo menos 15% de ferro de origem sedimentar e comumente, mas não necessariamente, contendo camadas de *chert*. Trendall (1973), para tornar a definição anterior mais abrangente, e por considerar o valor de 15% de ferro muito arbitrário, propôs que formações ferríferas seriam simplesmente rochas anômalas em ferro.

A primeira classificação dessas rochas foi também introduzida por James (1954), baseada na mineralogia das formações ferríferas. A fácies óxido foi definida pela paragênese com magnetita e hematita, a fácies carbonato pela presença de ankerita e siderita, a fácies silicato por greenalita, minnesotaita e stilpnomelano e, por fim, a fácies sulfeto dominada por pirita. Essa classificação também possui implicações genéticas, já que o autor correlacionou a distribuição das fácies com a profundidade da coluna de água da bacia. Do ambiente mais profundo para o mais raso, distribuíram-se as fácies sulfeto, carbonato e óxido. A fácies silicato apresenta distribuição mais complexa em função da sua estabilidade sob condições variáveis.

A classificação de Gross (1980), por sua vez, está baseada no ambiente tectônico de deposição das formações ferríferas que poderiam ser de dois tipos (i) Algoma e (ii) Superior. As BIFs do tipo Algoma, correlacionadas a centros vulcânicos e hidrotermais exalativos, seriam comuns em sequências do tipo *greenstone belt*, e ocorreriam desde o Arqueano até o Paleoproterozóico. A sua espessura relativamente menor (<100m) e pequena extensão lateral (<10km) pode estar relacionada a eventos tectônicos, que seriam responsáveis pelo desmembramento dessas formações (e.g. Klein, 2005). Geralmente, são associadas a ambientes de arcos de ilha com bacias de *back-arc* (Veizer, 1983) e zonas de rifte intracratônico (Gross, 1983). Por outro lado, as formações ferríferas do tipo Superior são associadas a margens continentais passivas, em zonas de plataforma estáveis, possuindo contribuição de sedimentos terrígenos. São mais comuns no Paleoproterozóico Inferior e Neoproterozóico e apresentam grandes extensões laterais e maior espessura (Gross, 1980; James & Trendall, 1982), formando os maiores depósitos de ferro conhecidos (Bekker *et al.*, 2010).

Em geral, as condições básicas para deposição de formações ferríferas demandam três fatores principais (i) ambiente redutor ou com baixo potencial de oxidação, (ii) baixas concentrações de sulfeto e sulfato e (iii) alto fluxo de ferro hidrotermal (Bekker *et al.*,

2010). Contudo, os mecanismos específicos e os ambientes geológicos que permitem a ocorrência de um ou mais desses fatores ainda é tema de debate (e.g. Cloud, 1965; Garrels & Perry, 1974; Braterman *et al.*, 1983; Anbar & Holland, 1992; Edwards *et al.*, 2003; Klein, 2005; Foustoukos & Bekker, 2008; Bekker *et al.*, 2010).

Dentre os mecanismos propostos para a deposição das BIFs há 4 modelos principais. O modelo clássico propõe que em águas estratificadas o efeito de ressurgência traz as águas anóxicas, mais profundas e ricas em Fe^{2+} , proveniente de centros hidrotermais, para porções mais rasas, onde o oxigênio de origem fotossintética pode induzir a oxidação e precipitação das BIFs (Cloud, 1965). O modelo metabólico sugere que a precipitação de ferro ocorre diretamente através de reações fotossintéticas (Garrels & Perry, 1974; Edwards *et al.*, 2003). O modelo defendido por Foustoukos & Bekker (2008) sugere que ao mesmo tempo que os fluidos hidrotermais são expelidos em centros vulcânicos oceânicos ocorre a separação das fases vapor e líquido a partir desses fluidos. Isso aumenta o potencial de oxidação do líquido, que se torna mais alcalino, levando a precipitação dos elementos dissolvidos, inclusive o ferro. Esse mecanismo de precipitação pode ocorrer associado a depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS). O modelo de oxidação induzida por radiação ultravioleta parte do princípio que a atmosfera arqueana era anóxica, o que permitia que a radiação ultravioleta induzisse a quebra das moléculas de água, liberando oxigênio e resultando na oxidação e precipitação das formações ferríferas (Braterman *et al.*, 1983; Anbar & Holland, 1992).

As condições necessárias e os mecanismos para a deposição das BIFs são associados a eventos geológicos globais. No entanto, muitos autores argumentam que esses eventos se iniciaram, em geral, de forma mais restrita para depois atingirem maior escala (e.g. Condie, 2000, 2007; Barley *et al.*, 2005; Windley, 2007; Kusky *et al.* 2010). Apesar da distribuição das formações ferríferas mostrar dois grandes picos de deposições, há ocorrências dessas rochas desde o Paleoarqueano até o Neoproterozóico (Klein, 2005), o que suporta a hipótese de ocorrência restrita, atingindo maior escala após grandes eventos. O primeiro pico ocorreu em torno de 2,5 Ga, correlacionado ao *Great Oxigenation Event* (GOE), na transição Arqueano-Paleoproterozóico, que marcaria um período de grande mudança nas condições de oxidação do sistema oceano-atmosfera, depositando BIFs do tipo Algoma e Superior. O segundo, no Neoproterozóico, estaria relacionado ao evento conhecido como *Snowball Earth*, quando praticamente toda superfície do planeta estava congelada, o que permitiu a concentração de metais nas zonas mais anóxicas dos oceanos (Klein, 2005). O derretimento do gelo levou a uma re-entrada

de oxigênio no sistema oceano-atmosfera e conseqüentemente a deposição de formações ferríferas do tipo Raptiana (e.g. Gross, 1973; Young, 1976; Klein, 2005).

São os padrões de ETRs preservados pelos precipitados químicos (e.g. BIFs, *cherts*, carbonatos e evaporitos) que possibilitam o entendimento do estado de oxirredução e dos processos de oxidação atuantes nos oceanos desde o Arqueano até hoje (Planavsky *et al.*, 2010). Assim, a geoquímica isotópica e de ETR+Y é ferramenta importante para investigar o mecanismo de deposição dessas rochas e associá-las ao ambiente onde foram depositadas. Por exemplo: (i) anomalias de Ce indicam o estado de oxidação do oceano e atmosfera no momento da deposição (e.g. Haugaard *et al.*, 2013), (ii) padrões de ETR+Y e de isótopos de Nd e Fe permitem caracterizar mecanismos de deposição (e.g. Planavsky *et al.*, 2010, 2012), (iii) elementos maiores e traços imóveis, gráficos de correlação, anomalias de Eu, isótopos de Nd e razões como Y/Ho podem fornecer informações sobre as fontes desses elementos (e.g. Pecoits *et al.*, 2009; Basta *et al.*, 2011; Haugaard *et al.*, 2013), (iv) padrões de isótopos de Fe e C que indicam a influência de organismos no fracionamento desses elementos (e.g. Fabre *et al.*, 2011; Planavsky *et al.*, 2012), e (v) isótopos de O fornecem informações sobre a temperatura do oceano (e.g. Hoefs, 2009).

ASSINATURA DE ETR+Y EM BACIAS MODERNAS E EM BIFS ARQUEANAS

Formações ferríferas apresentam características típicas de sedimentos precipitados a partir de água do mar como (i) razão Y/Ho supercondríticas (>26), (ii) empobrecimento em ETR leves em detrimento dos ETR médios e ETR pesados e (iii) anomalias positivas de La e Gd (Bolhar *et al.*, 2004). No entanto, em função das diferentes condições de oxidação da atmosfera e do oceano, as formações ferríferas arqueanas mostram características singulares, por exemplo ausência de anomalia negativa de Ce em relação àquelas que se formaram após o GOE (Klein, 2005; Frei *et al.*, 2008).

Em bacias marinhas modernas são observadas estratificações redox na coluna d'água. As águas mais superficiais, oxigenadas, exibem grande anomalia negativa de Ce normalizado ao folhelho-padrão (PAAS - *Post Archean Australian Shale*). Já nas águas mais profundas, suboxigenadas a anóxicas, essa anomalia negativa não ocorre (German & Elderfield, 1990; Byrne & Sholkovitz, 1996). Isso acontece porque somente em águas

mais rasas, ocorre a oxidação do Ce^{3+} para Ce^{4+} , o que reduz sua solubilidade e favorece sua incorporação por oxihidróxidos de Mn-Fe e argilominerais. Por outro lado, em águas anóxicas o Ce^{3+} permanece dissolvido, não ocorre sua fixação pelos particulados, o que resulta na ausência de anomalia negativa de Ce (German *et al.*, 1991; Byrne & Sholkovitz, 1996; Bau & Dulski, 1996; Frei *et al.*, 2008).

Após o grande evento de oxigenação da atmosfera, os oceanos se tornaram estratificados e Ce e Mn foram oxidados devido ao seu potencial redox semelhante (e.g. Planavsky *et al.*, 2010) e um grande volume de Ce^{4+} , ETR leves e Ho foram incorporados por oxihidróxidos de Mn. A dissolução desses particulados abaixo do limite redox dos oceanos, em condições anóxicas, elevou o conteúdo de Ce, ETR leves e Ho nessas águas. Assim, formações ferríferas formadas nesses ambientes carregam assinaturas anômalas para essas condições de baixa oxidação, como pequenas anomalias positivas de Ce, elevada razão ETR leves/ETR pesados e baixas razões Y/Ho (Wang *et al.*, 2014). Por outro lado, se a precipitação das BIFs ocorre na transição entre a zona oxidada e a anóxica, haverá uma variação significativa na anomalia de Ce, na razão ETR leves/ETR pesados e na razão Y/Ho, em função da incorporação desses elementos nas condições oxidantes e dissolução nas condições redutoras (Bau & Dulski, 1996; Frei *et al.*, 2008; Alexander *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010).

Em águas oxigenadas, por sua vez, há um empobrecimento de ETR leves na água devido à sua maior incorporação pelos oxihidróxidos de Mn-Fe se comparados aos ETR pesados. Com o aumento da profundidade e a redução dessa incorporação, as razões entre ETR leves e ETR pesados vão aumentando ao longo dos limites redox, atingindo seus valores mais elevados nas águas anóxicas profundas (Elderfield & Sholkovitz, 1987; German *et al.*, 1991; Sholkovitz *et al.*, 1992; Byrne & Sholkovitz, 1996; Bau *et al.*, 1997; De Carlo & Green, 2002). Nesse sentido, De Carlo & Green (2002) observaram que os padrões de ETRs induzidos pelo estado de oxirredução em bacias modernas estratificadas são diretamente relacionados ao ciclo do Mn na zona suboxidada.

O elemento Y apresenta um comportamento inverso aos ETR leves em bacias modernas estratificadas, ou seja, sua concentração tende a diminuir em águas anóxicas. Contudo, baixos valores da razão Y/Ho em águas anóxicas modernas (<26) podem ser explicados pelo incremento de Ho através da dissolução dos oxihidróxidos de Mn-Fe, formados na zona oxidada e transportados para porções mais profundas (Bau *et al.*, 1997). Processos como diagênese e metamorfismo de baixo grau, em geral não alteram os padrões de ETRs presentes nessas rochas (Bau, 1993).

Já as anomalias positivas de Eu em oceanos modernos são observadas em ambientes com contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura ($>250^{\circ}\text{C}$), comumente encontrados em dorsais meso-oceânicas e em bacias do tipo *back-arc* (Alexander *et al.*, 2008). Os padrões de ETR+Y_(CN) de fluidos hidrotermais do início do Paleoproterozóico são semelhantes aos atuais, exibindo anomalia de Eu >1 e enriquecimento de ETR leves (e.g. Alexander *et al.*, 2008; Bau & Möller, 1993), o que sugere que esses padrões se mantiveram constante ao longo do tempo geológico. Assim, anomalias positivas de Eu dependem da proximidade a centros vulcânicos e da contribuição hidrotermal.

Segundo Planavsky *et al.* (2010), o comportamento constante de Ce para as formações ferríferas arqueanas e do início do Paleoproterozóico refletem a deposição dessas rochas num ambiente mais reduzido. Por outro lado, formações ferríferas de 1,9 Ga comumente apresentam anomalias positivas de Ce, indicando um ambiente oxidante e o transporte de oxihidróxidos de Mn-Fe das porções mais rasas para as mais profundas. Assim, o padrão de ETR+Y reflete a evolução da estrutura de oxidação dos oceanos ao longo do tempo (e.g. Frei *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010). Além disso, analogamente aos oceanos modernos, padrões horizontais de ETRs e menores valores da razão Y/Ho são esperados para os oceanos primitivos em condições anóxicas e próximas da transição redox de Mn (e.g. Frei *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010).

Vários autores (e.g. Fryer, 1977; Bau & Dulski, 1996; Frei *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010; Haugaard *et al.*, 2016) exploraram os padrões de ETR+Y como evidências de padrões temporais de deposição, reportando características como altas razões Y/Ho e empobrecimento em ETR leves como diagnóstico para formações ferríferas arqueanas. Contudo, padrões horizontais ou de ETR leves levemente enriquecidos também foram descritos para BIFs arqueanas (Kato *et al.*, 2006; Frei *et al.*, 2008). Esses padrões diferentes são associados ao transporte de óxidos através das barreiras redox, mas também podem estar associados a (i) forte influência hidrotermal, (ii) grande contribuição de sedimentos detríticos e/ou (iii) alterações intempéricas (Bekker *et al.*, 2010; Planavsky *et al.*, 2010).

Os padrões de ETRs exibidos pelas formações ferríferas e carbonatos paleoproterozóicos mostram uma clara estratificação redox dos oceanos. Assim, para a deposição dessas rochas aparentemente houve uma combinação de processos para a deposição dessas rochas (i) abióticos, nas interfaces redox, e (ii) bióticos, nas condições anóxicas ou subóxicas. Por outro lado, as formações ferríferas representantes da transição

Arqueano-Paleoproterozóico apresentam padrões de ETRs compatíveis com condições redutoras de deposição, sugerindo processos de oxidação diferente nos oceanos primitivos (Planavsky *et al.*, 2010). Dentre esses processos, os que estariam atuantes nesses ambientes redutores seriam (i) oxidação fotoquímica controlada pela radiação ultravioleta, (ii) oxidação induzida por fluidos hidrotermais hipersalinos ricos em metais e (iii) oxidação induzida pelo metabolismo microbial. Dos três processos apenas o terceiro seria suficientemente eficiente na oxidação de grandes quantidades de ferro e também estaria presente tanto em ambientes de formações ferríferas do tipo Algoma como do tipo Superior (Pickard, 2002, 2003; Konhauser *et al.*, 2002).

Bau & Dulski (1996) trabalharam com as formações ferríferas neoarqueanas Kuruman e Penge (Supergrupo Transvaal - África do Sul) e encontraram padrões de ETRs como os descritos acima para rochas arqueanas, como por exemplo (i) anomalias positivas de La, Eu, Gd e Y, todos normalizados ao PAAS, (ii) ausência de anomalia negativa de Ce e (iii) enriquecimento dos ETR pesados em relação aos ETR leves. Frei *et al.* (2008), trabalhando com as formações ferríferas neoarqueanas de Black Hills (Dakota do Sul – EUA), Haugaard *et al.* (2016), estudando as BIFs do Membro Joffre (cráton do Pilbara – Austrália) e Spier *et al.* (2007) e Mendes *et al.* (2016) trabalhando com as BIFs no Quadrilátero Ferrífero (sul do cráton São Francisco – Brasil) observaram esses mesmos padrões e anomalias de ETRs.

MATERIAIS E MÉTODOS

As formações ferríferas bandadas foram coletadas ao longo do *trend* N-S do GBMN, de forma não uniforme, em função da carência de afloramentos e de sua ocorrência mais restrita à parte norte da sequência *greenstone*. Três das amostras coletadas estão espacialmente relacionadas ao Complexo Saúde, possivelmente devido ao imbricamento tectônico ocorrido durante a colisão paleoproterozóica.

As análises geoquímicas para 10 amostras, em rocha-total, de elementos-traço, menores e maiores foram realizadas por espectrometria de fluorescência de raio X em discos prensados e de vidro, respectivamente. Já os outros elementos-traço foram determinados por espectrômetro de massa com plasma induzido (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*, ICP-MS).

A preparação de amostras ocorreu no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da UNICAMP, onde as amostras foram britadas em britador de mandíbula Fritsch, quarteadas manualmente e moídas em moinho planetário de ágata até atingirem granulometria aproximada de 75µm. Os discos prensados e de vidro foram preparados segundo o método descrito por Vendemiatto & Enzweiler (2001) e em seguida analisados em espectrômetro Philips, modelo PW 2404.

As análises por ICP-MS foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UNICAMP. O procedimento de laboratório utilizado para análise dos elementos-traço é descrito em Navarro *et al.* (2008). As medidas foram realizadas em ICP-MS Thermo XseriesII equipado com CCT (*Collision Cell Technology*). Como materiais de referência, tanto para as análises por espectrometria de fluorescência de raio X como por ICP-MS, foram utilizados o BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto, Cotta *et al.*, 2008) para os basaltos e IF (Iron Formation – Sampaio & Enzweiler, 2015) para as formações ferríferas.

Antes das amostras serem analisadas em ICP-MS, foram avaliadas as razões de terras-raras leves em relação aos pesados (normalizados ao condrito) obtidos por fluorescência de raio X (e.g Ce/Y), a fim de selecionar amostras que representassem variações significativas. O conjunto dos elementos maiores, menores e traço analisados segundo as duas técnicas foram então plotados em diagramas de classificação e discriminação.

RESULTADOS

Em campo, as formações ferríferas ocorrem como afloramentos ou blocos isolados, por vezes como lentes boudinadas, que seguem a estruturação regional N-S. Na maioria das vezes estão em vales, próximas aos riachos, sendo recobertas por quartzitos avermelhados. A amostra DB-12 (Fig 2.2A) ocorre sobre afloramento de metabasaltos com estruturas em almofadas, sendo uma das seções-tipo do GBMN (Roig *et al.*, 1992). A amostra DB-07 (Fig 2.2B) ocorre próxima a afloramentos de xistos grafitosos mas não exhibe contato claramente definido com esses litotipo. A amostra DB-140 (Fig. 2.2C) aflora próximo à cidade de Piritiba, em contato com metabasaltos interpretados como a base do GBMN. O nível de alteração é variável, representado principalmente pela oxidação dos óxidos de ferro, fruto do intemperismo, e por feições de alteração

hidrotermal como veios e vênulas de quartzo e sulfetos. As amostras DB-136 (Fig. 2.2D), DB-50 e DB-48 não ocorrem ao longo da área de exposição do GBMN, estando associadas às rochas metassedimentares paleoproterozóicas do Complexo Saúde, provavelmente em função do imbricamento tectônico. A amostra DB-48, diferente das demais, apresenta textura granular de quartzo e óxidos de ferro, não sendo reconhecido o bandamento típico das formações ferríferas. Todas as amostras são constituídas por quartzo, hematita e magnetita, o que caracteriza essas BIFs como da fácies óxido. Com exceção da amostra DB-48 todas as demais apresentam os óxidos de ferro alterados para limonita, mostrando a influência de processos superficiais como enriquecimento supergênico e/ou intemperismo.

As BIFs do GBMN contêm >80 wt.% de $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, com uma variação de SiO_2 de 27,5 a 75,6 ppm e de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ de 21,8 a 68,9 ppm (Tab. 2.1). Os demais óxidos analisados possuem baixas concentrações (Tab. 2.1), com exceção de Al_2O_3 para as amostras DB-112G= 4,14 wt.% e DB-48= 1,76 wt.%. A concentração dos elementos-

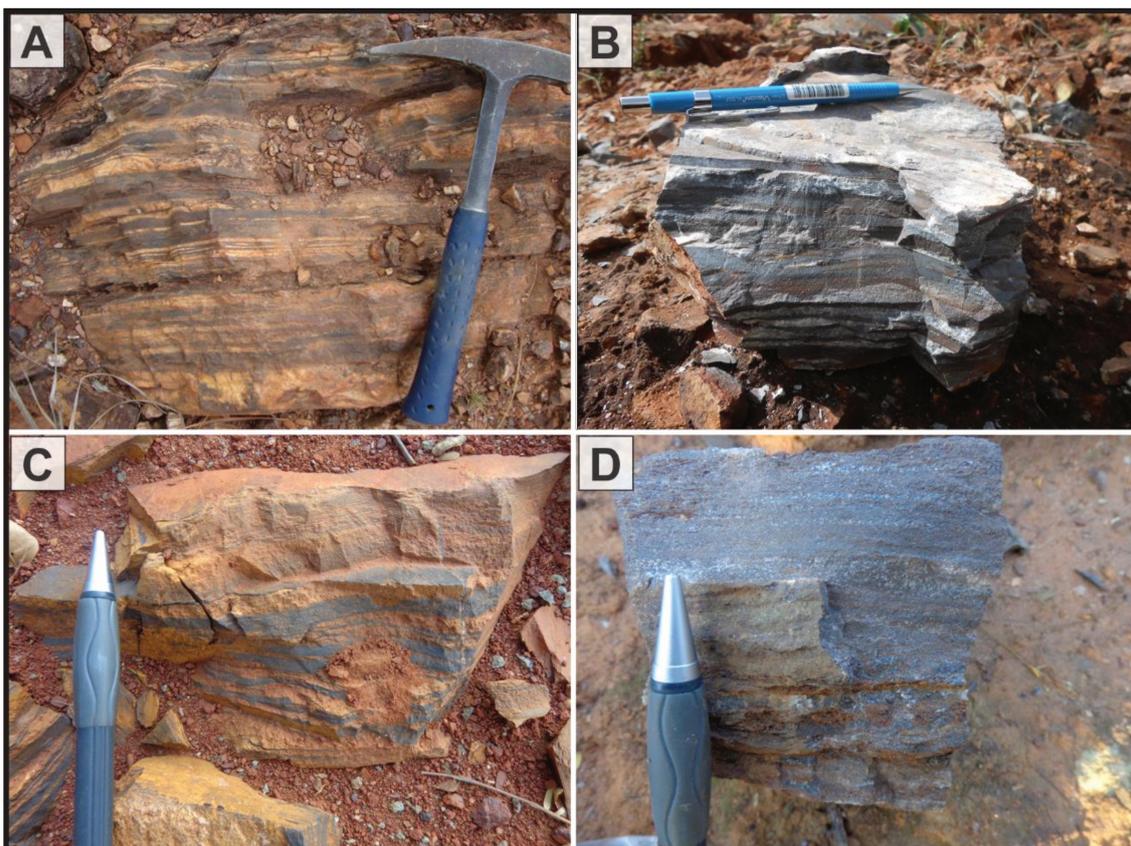


Figura 2.2 - Feições de campo das BIFs do greenstone belt Mundo Novo exibindo bandamento típico entre camadas ricas em SiO_2 e camadas ricas em Fe (a) DB-12, (b) DB-07, (c) DB-140 e (d) DB-136. As BIFs DB-12 e DB-140 estão em contato com metabasaltos interpretados como a base do GBMN. A amostra DB-136 está associada aos litotipos paleoproterozóicos do Complexo Saúde. A amostra DB-07 ocorre próxima a xistos grafitosos interpretados como parte do GBMN, mas não exibe contato claramente definido com esse litotipo.

traço imóveis (ETR+Y) também é baixa para as BIFs do GBMN (0,98-2,95 ppm), novamente com exceção das amostras DB-112G= 10,87 ppm e DB-48= 12,53 ppm (Tab. 2.1), o que contém valores mais elevados de Al_2O_3 .

Tabela 2.1 - Distribuição dos elementos maiores (wt.%), menores e traço (ppm) das BIFs do *greenstone belt* Mundo Novo.

Amostra	DB-108	DB-110	DB-112G	DB-119B	DB-136	DB-07	DB-12	DB-26	DB-48	DB-50
UTME	359039	368385	366607	341809	354856	349354	351832	337932	356620	354961
UTMN	8833000	8846827	8871208	8775650	8725482	8813732	8824778	8683922	8714468	8725004
(wt%)										
SiO ₂	27,52	48,72	41,32	61,64	50,96	48,58	45,22	75,58	51,53	55,99
TiO ₂	0,02	<0,01	0,11	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01
Al ₂ O ₃	0,24	0,21	4,14	0,19	0,25	0,29	0,13	0,09	1,76	0,14
Fe ₂ O ₃	68,86	45,91	45,10	35,91	45,87	48,13	50,74	21,75	45,17	40,43
MnO	0,02	0,01	0,14	0,01	0,03	0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,08
MgO	0,01	0,01	0,33	0,02	0,06	0,01	0,02	0,08	0,06	0,19
CaO	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,03	0,03	0,08	0,05	0,05
Na ₂ O	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
K ₂ O	0,01	0,01	1,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04	0,49	0,01
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,43	0,15	0,15	0,14	0,12	0,06	0,10	0,14
Soma	99,90	99,70	99,50	100,30	99,80	99,30	99,00	100,10	99,60	99,70
LOI	3,00	4,56	6,83	2,26	2,35	2,06	2,69	2,44	0,31	2,59
(ppm)										
Li	0,17	0,86	4,20	0,58	2,77	1,51	0,60	4,07	0,80	3,64
Be	0,98	1,63	9,17	0,66	1,00	1,56	1,21	1,38	0,68	0,62
Sc	1,79	0,82	7,38	2,55	0,30	0,62	0,05	0,00	1,14	0,14
V	19,08	3,38	46,12	3,37	4,20	8,99	4,73	71,45	21,05	2,67
Cr	154,85	103,94	159,77	140,68	70,84	54,05	26,08	46,61	24,57	22,34
Co	9,01	2,53	56,31	3,50	1,40	41,71	6,17	2,84	4,56	1,23
Ni	44,66	37,38	409,53	13,79	75,16	82,80	13,03	100,85	10,64	4,41
Cu	44,33	26,93	24,31	30,78	4,09	44,54	5,79	20,19	27,94	1,72
Zn	150,49	348,12	148,63	135,89	8,28	65,67	55,05	184,45	13,55	4,25
Ga	1,45	0,50	5,13	0,21	0,29	0,55	0,35	0,17	5,93	0,25
Rb	0,17	2,24	35,38	1,02	0,81	2,03	0,25	1,34	31,01	0,43
Sr	0,88	1,13	2,58	8,51	1,52	4,13	0,44	0,99	23,14	0,86
Y	3,62	3,68	38,31	6,42	5,57	5,29	6,02	3,88	20,64	3,93
Zr	3,40	1,62	21,97	0,78	1,67	3,93	1,74	0,97	15,94	1,40
Nb	0,26	0,20	1,08	0,10	0,16	1,17	0,43	0,19	2,15	0,86
Mo	0,49	1,12	0,40	1,07	0,57	0,89	0,24	0,84	1,19	0,36
Cd	0,15	0,03	0,07	0,03	0,21	0,04	0,03	1,70	0,00	0,00
Sn	1,39	0,77	0,53	0,30	0,27	0,53	0,38	0,75	4,09	0,29
Sb	4,17	5,61	0,08	2,17	0,05	3,80	2,53	0,56	0,04	0,07
Cs	0,04	0,44	0,36	0,03	0,01	0,08	0,02	0,06	0,13	0,01
Ba	29,69	11,13	3672,38	4,39	2,22	12,29	2,75	6,57	318,76	2,04
La	1,73	1,40	7,06	3,81	2,19	4,68	2,67	1,50	51,80	1,73

Ce	3,01	2,44	9,84	3,78	2,89	8,50	3,23	1,14	62,09	2,79
Pr	0,40	0,37	1,78	1,16	0,40	1,14	0,83	0,31	10,30	0,31
Nd	1,56	1,49	9,04	4,63	1,59	4,15	3,67	1,24	32,54	1,13
Sm	0,43	0,40	2,58	1,09	0,33	0,79	0,95	0,25	6,13	0,27
Eu	0,22	0,20	1,15	0,39	0,26	0,30	0,38	0,16	1,44	0,18
Gd	0,55	0,51	4,41	1,26	0,49	0,83	1,04	0,39	5,68	0,34
Tb	0,10	0,09	0,62	0,18	0,08	0,12	0,17	0,06	0,85	0,06
Dy	0,68	0,55	4,25	1,12	0,57	0,74	1,10	0,38	4,71	0,46
Ho	0,15	0,12	1,11	0,24	0,14	0,16	0,23	0,09	0,85	0,11
Er	0,43	0,33	3,25	0,61	0,42	0,45	0,64	0,25	2,05	0,34
Tm	0,07	0,05	0,47	0,08	0,07	0,08	0,10	0,03	0,30	0,06
Yb	0,43	0,30	2,82	0,49	0,41	0,48	0,63	0,18	1,59	0,38
Lu	0,07	0,05	0,50	0,08	0,07	0,08	0,10	0,03	0,22	0,06
Hf	0,07	0,03	0,60	0,02	0,04	0,10	0,05	0,03	0,42	0,03
Ta	0,01	0,05	0,11	0,01	0,01	0,10	0,03	0,01	0,27	0,12
W	0,37	0,57	0,83	0,31	8,24	0,32	0,18	0,59	11,38	41,19
Pb	2,20	2,61	1,75	7,01	1,19	3,68	0,87	1,56	16,35	0,29
Bi	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,22	0,05
Th	0,22	0,12	1,36	0,09	0,22	0,72	0,18	0,11	1,15	0,20
U	0,42	0,21	0,76	0,95	2,26	0,84	0,07	1,14	1,81	0,65
ΣETR+Y	1,61	1,33	10,87	2,65	1,62	2,19	2,59	0,98	12,53	1,28
Y/Ho	24,60	29,65	34,51	27,08	39,75	33,07	26,38	43,56	24,17	34,47
Pr/Yb_{PAAS}	0,28	0,37	0,19	0,70	0,29	0,71	0,39	0,51	1,92	0,24
Sm/Yb_{PAAS}	0,43	0,58	0,40	0,97	0,36	0,72	0,66	0,62	1,68	0,32
Eu/Eu*¹	4,39	4,31	4,00	3,08	6,68	3,24	3,48	5,35	2,30	5,64
Eu/Sm_{cn}³	1,36	1,34	1,18	0,94	2,07	1,00	1,07	1,66	0,62	1,75
Ce/Ce*²	0,93	0,82	1,04	0,41	0,93	0,85	0,57	0,47	0,61	1,01
Pr/Pr*¹	1,08	1,24	1,30	1,78	0,95	1,12	1,68	1,30	1,09	0,87
La/La*²	1,13	1,03	3,94	0,91	1,56	0,91	1,27	1,38	0,89	1,22
Gd/Gd*²	0,86	0,97	1,21	1,03	1,10	1,03	0,95	1,22	0,91	0,99

¹ Cálculo segundo Bau & Dulski (1996).

² Cálculo segundo Bolhar *et al.* (2004).

³ Valores do condrito de Sun & McDonough (1989).

A distribuição dos ETR+Y_{PAAS} em todas as amostras é subparalela, com ETRM e ETRP enriquecidos em relação aos ETRL, dado pelas razões Sm/Yb_{PAAS} < 1,2 e Pr/Yb_{PAAS} < 1. A exceção é a mostra DB-48 que apresenta Sm/Yb_{PAAS} = 1,68 e Pr/Yb_{PAAS} = 1,92 (Tab. 2.1). As amostras DB-108 e DB-110 mostram uma concentração mais baixa de ETR+Y_{PAAS} em relação às demais amostras, embora o padrão seja mantido para todo o conjunto (Fig.2.3).

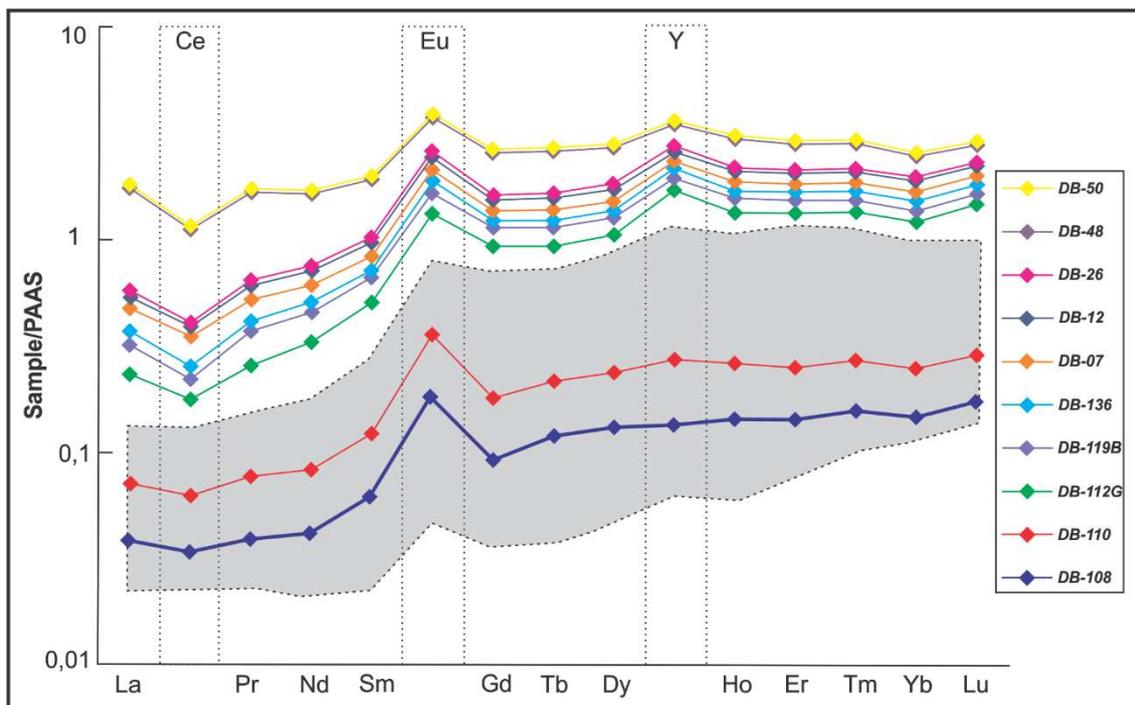


Figura 2.3 - Assinatura dos ETR+Y normalizados ao PAAS das formações ferríferas do GBMN, mostrando as pequenas anomalias de Ce e Y e anomalia positiva de Eu, que são proxy para as características de oxirredução do ambiente de deposição. A área em cinza representa a variação dos conteúdos de ETRs das BIFs neoarqueanas de Joffre Member (Austrália – Haugaard *et al.*, 2016). Essa variação engloba outras formações ferríferas neoarqueanas como as do Supergrupo Transvaal (África do Sul– Bau & Dulsky, 1996), de Black Hills (EUA– Frei *et al.*, 2008) e do Supergrupo Minas (Brasil– Spier *et al.*, 2007), além da formação ferrífera paleoarqueana do greenstone belt Isua (Groenlândia). Anomalias positivas de Y e La e baixa abundância de ETR são assinaturas diagnósticas da água do mar (Van Kranendonk *et al.*, 2003).

Bau & Dulski (1996) definem anomalia positiva de La pela combinação dos valores de $Ce/Ce^* > 1$ ($Ce_{PAAS}/(0,5Pr_{PAAS}+0,5La_{PAAS})$) e $Pr/Pr^* < 1$ ($Pr_{PAAS}/(0,5Ce_{PAAS}+0,5Nd_{PAAS})$). As anomalias de Eu, dadas pelo fator Eu/Eu^* , são calculadas através da equação $Eu_{PAAS}/(0,66Sm_{PAAS} + 0,33Tb_{PAAS})$ (Bau & Dulski, 1996).

Bolhar *et al.* (2004) propõem a utilização do Nd ao invés de Ce no cálculo das anomalias de La, em função do Ce ter uma concentração muito baixa nos oceanos arqueanos, resultando na razão $La/La^* = La/(3Pr-2Nd)$. Da mesma forma, em função da abundância do La ser maior em águas primitivas do que seus vizinhos, isso acarreta problemas na determinação das anomalias de Ce, o que Bolhar *et al.* (2004) solucionaram através da substituição do La por Nd, resultando na razão $Ce/Ce^* = Ce/(2Pr-1Nd)$. Por motivos semelhantes, propõem o cálculo das anomalias de Gd pela equação $Gd/Gd^* = Gd/(2Tb-1Dy)$, substituindo o Eu por Dy.

Diante disso, os fatores utilizados nesse trabalho foram Eu/Eu^* e Pr/Pr^* calculados pelo método de Bau & Dulski (1996), e La/La^* , Ce/Ce^* e Gd/Gd^* calculados

pelo método de Bolhar *et al.* (2004). Utilizando essas modificações, os valores exibidos pelas BIFs do GBMN são Eu/Eu^* (2,33-6,78), Pr/Pr^* (0,95-1,78), La/La^* (0,91-3,94), Ce/Ce^* (0,47-1,04) e Gd/Gd^* (0,86-1,22) (Tab. 2.1), que são semelhantes aos padrões exibidos pelas formações ferríferas arqueanas $\text{La}/\text{La}^* > 1$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* < 1$ e $\text{Gd}/\text{Gd}^* < 1$.

Formações ferríferas tipicamente depositada a partir da água do mar mostram valores das razões La/La^* e Gd/Gd^* maiores que 1. As BIFs do GBMN mostram uma dispersão em torno da unidade (Fig. 2.4A). Anomalias negativas verdadeiras de Ce_{PAAS} , como definidas na Figura 2.4B, são dadas pelas razões Ce/Ce^* e Pr/Pr^* (Bau & Dulski, 1996). As formações ferríferas do GBMN mostram, em sua maioria, anomalias negativas de Ce, com exceção das amostras DB-50 e DB-136 que exibem anomalias positivas de La e da amostra DB-112G que dispersa das demais (Fig. 2.4B).

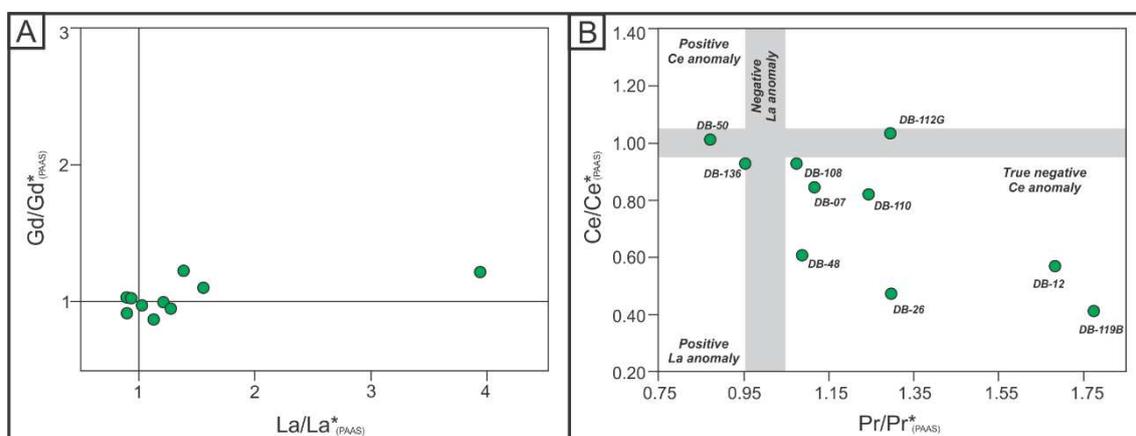
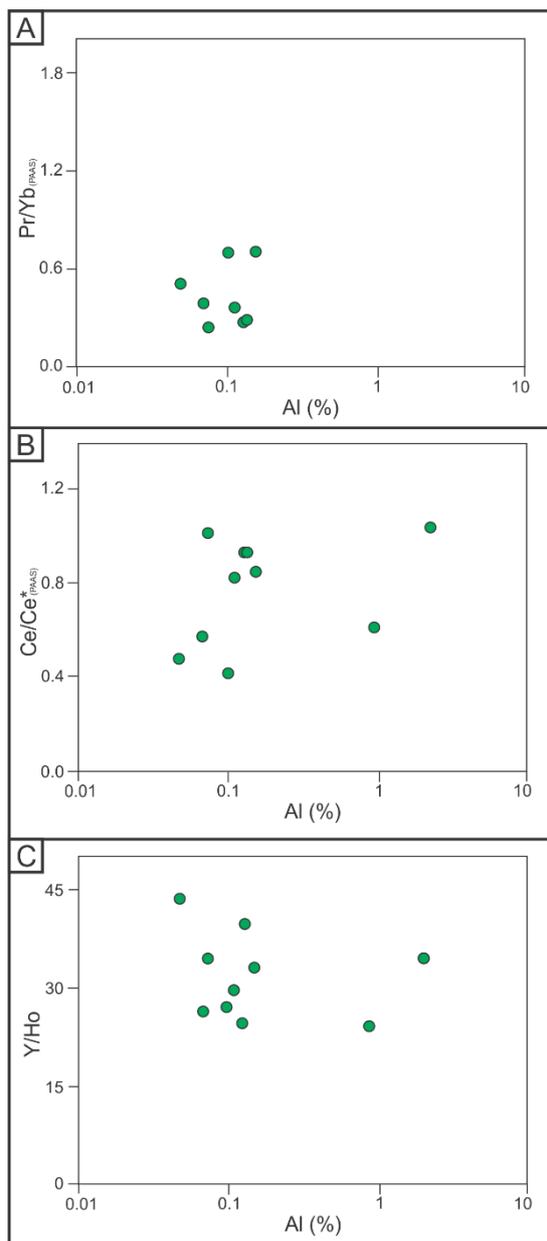


Figura 2.4 - Assinaturas geoquímicas das BIFs do GBMN que evidenciam características da água do mar a partir da qual foram depositadas (a) razões La/La^* e Gd/Gd^* normalizadas aos PAAS mostram que as amostras possuem uma variação em torno da unidade (b) razões Ce/Ce^* e Pr/Pr^* normalizadas aos PAAS mostram que a maioria das amostras apresentam anomalias negativas verdadeiras de Ce, com exceção das amostras DB-50 e DB-136 que apresentam anomalias de positivas de La.

O efeito de contaminação por sedimentos clásticos pode ser avaliado através (i) da correlação das razões Ce/Ce^* , $\text{Pr}/\text{Yb}_{\text{PAAS}}$ e Y/Ho com a proporção molar de Al (e.g. Planavsky *et al.*, 2010); (ii) da concentração e correlação entre os elementos Al_2O_3 , TiO_2 , Zr e Th (e.g. Spier *et al.*, 2007); (iii) da correlação entre Zr vs. Y/Ho , Y/Ho vs. Ce/Ce^* e Th vs. La/La^* (e.g. Bolhar *et al.*, 2004); e (iv) dos altos valores de Sc (>2 ppm – e.g. Frei *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010). As BIFs do GBMN apresentam padrão disperso dos das razões $\text{Pr}/\text{Yb}_{\text{PAAS}}$, Ce/Ce^* e Y/Ho quando plotadas versus concentração molar Al (Figs. 2.5A-C) e baixa correlação entre Zr vs. Y/Ho , Y/Ho vs. Ce/Ce^* e Th vs. La/La^* (< 0,5 – Tab. 2.2). No entanto, apesar da alta correlação entre Al_2O_3 , TiO_2 , Zr e Th (>0,85 –

Tab. 2.2), a concentração desses elementos e de K_2O e Sc são baixas em praticamente todas as amostras, com exceção das amostras DB-112G e DB-48.



Anomalias de Y, dadas pela razão Y/Ho maiores que a do folhelho-padrão (~ 27), também são características de rochas arqueanas, sendo que as amostras do GBMN apresentam valores entre 24,17 e 43,56. Razões Y/Ho inferiores ao PAAS podem sugerir contaminação clástica se associadas a elevados valores de Sc (Frei *et al.*, 2008; Planavsky *et al.*, 2010). As amostras DB-108, DB-12 e DB-48 apresentam valores de Y/Ho (24,6, 26,4 e 24,2, respectivamente) abaixo do folhelho-padrão, mas baixos valores de Sc. Outras amostras como DB-112G e DB-119B apresentam valores elevados de Sc (7,38 ppm e 2,55 ppm), mas o valor da razão Y/Ho é próxima ou maior que o padrão (34,51 e 27,08).

Figura 2.5 - Diagramas de razões de ETR+Y pela proporção molar de Al (wt%) para as BIFs do GBMN (a) Pr/Yb_{PAAS} vs. Al (%), (b) Ce/Ce^* vs. Al (%), e (c) Y/Ho vs. Al (%). A dispersão dos ETR+Y em relação ao Al mostra que a contribuição de sedimentos durante a deposição das BIFs foi muito pequena.

DISCUSSÕES

As pequenas anomalias negativas de Ce e positivas de La e Y, somadas a baixa concentração total de ETRs, exibidas pelas BIFs do GBMN indicam que foram precipitadas a partir da água do mar em condições anóxicas a levemente oxidadas (Van Kranendonk *et al.*, 2003, Nutman *et al.*, 2016), assemelhando-se a formações ferríferas arqueanas. Entretanto, as anomalias positivas de Eu são características de sedimentação com contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura (e.g. Hougard *et al.*, 2016).

Tabela 2.2 - Autocorrelação de Pearson para os elementos e razões diagnósticos de contribuição detrítica para as BIFs do GBMN.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sc	Zr	Th	ΣETR+Y	Y/Ho	Ce/Ce*	Pr/Yb	Eu/Eu	Sm/Yb
TiO ₂	-0,39																		
Al ₂ O ₃	-0,27	0,98																	
Fe ₂ O ₃	-0,97	0,18	0,04																
MnO	-0,16	0,68	0,73	-0,05															
MgO	-0,02	0,72	0,78	-0,20	0,97														
CaO	0,34	0,27	0,29	-0,42	0,38	0,48													
Na ₂ O	-0,48	0,26	0,27	0,38	0,44	0,33	0,15												
K ₂ O	-0,22	0,98	1,00	0,00	0,70	0,78	0,33	0,25											
P ₂ O ₅	-0,41	0,79	0,84	0,17	0,81	0,75	0,05	0,45	0,79										
Sc	-0,33	0,87	0,88	0,11	0,72	0,70	0,14	0,28	0,85	0,92									
Zr	-0,30	0,97	0,96	0,11	0,58	0,66	0,25	0,24	0,97	0,69	0,77								
Th	-0,28	0,88	0,88	0,12	0,49	0,56	0,13	0,10	0,89	0,60	0,65	0,95							
ΣETR+Y	-0,19	0,85	0,85	0,05	0,36	0,49	0,15	0,10	0,88	0,48	0,61	0,94	0,91						
Y/Ho	0,57	-0,13	-0,02	-0,63	0,32	0,35	0,63	-0,14	-0,02	0,02	-0,08	-0,15	-0,13	-0,30					
Ce/Ce*	-0,59	0,33	0,33	0,50	0,64	0,50	0,08	0,69	0,28	0,55	0,31	0,28	0,30	0,05	0,15				
Pr/Yb	0,19	0,13	0,11	-0,12	-0,42	-0,26	-0,08	-0,28	0,17	-0,34	-0,15	0,34	0,43	0,60	-0,40	-0,46			
Eu/Eu	0,17	-0,33	-0,27	-0,17	0,27	0,20	0,47	0,25	-0,28	-0,06	-0,24	-0,40	-0,45	-0,54	0,74	0,43	-0,64		
Sm/Yb	0,19	0,12	0,11	-0,13	-0,47	-0,31	-0,18	-0,33	0,16	-0,31	-0,09	0,31	0,37	0,58	-0,50	-0,60	0,97	-0,75	
La/La*	-0,22	0,82	0,86	-0,03	0,87	0,87	0,40	0,27	0,83	0,89	0,85	0,70	0,58	0,48	0,31	0,45	-0,38	0,14	-0,38

*Cálculo segundo Bolhar *et al.* (2004)

O padrão subparalelo no diagrama de elementos normalizados ao PAAS (Fig. 2.3), além das anomalias positivas de La ($La/La^* \sim 1$ – Fig. 2.4A), refletem as características originais da água do mar (Bolhar *et al.*, 2004). As exceções são as amostras DB-48, DB-07 e DB-119B que apresentam razão $La/La^* = 0,9$, o que sugere que processos pós-deposicionais possam ter influenciado esses padrões. As assinaturas dos ETR+Y, quando comparadas com os padrões temporais descritos por alguns autores (e.g. Planavsky *et al.*, 2010; Alexander *et al.*, 2008; Frei *et al.*, 2008; Bau & Dulsky, 1996), indicam que as BIFs

do GBMN apresentam características típicas de formações ferríferas arqueanas, com empobrecimento de ETRL e razões Y/Ho maiores que o padrão (~27), semelhantes às apresentadas pelas BIFs neoarqueanas do Supergrupo Transvaal (África do Sul – Bau & Dulski, 1996), de Black Hills (EUA – Frei *et al.*, 2008) e do Supergrupo Minas (Brasil – Mendes *et al.*, 2016; Spier *et al.*, 2007), além da formação ferrífera paleoarqueana do *greenstone belt* Isua (Groenlândia - Bolhar *et al.*, 2004). As razões Y/Ho inferiores ao padrão (DB-108, DB-12 e DB-48) podem refletir transporte de Fe por oxihidróxidos de Fe-Mn através das zonas redox em um oceano estratificado (Planavsky *et al.*, 2010; Alexander *et al.*, 2008; Frei *et al.*, 2008; Bau & Dulsky, 1996).

Os ETR+Y em sedimentos químicos são fracionados de acordo com a composição da água do mar devido à presença de aluminossilicatos detríticos, ou como resultado da troca desses elementos entre particulados (e.g. oxihidróxidos de Mn-Fe) e a água (Alexander *et al.*, 2008; Frei *et al.*, 2008; Bau, 1993). Assim, a contaminação por sedimentos terrígenos pode ser um dos principais fatores que modificam a composição das BIFs, sobretudo o padrão dos ETR+Y (Planavsky *et al.*, 2010; Alexander *et al.*, 2008; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Dulsky, 1996). Em geral, a contaminação provoca o aumento na concentração de alguns elementos como Al₂O₃, TiO₂, HFSE e Sc (Planavsky *et al.*, 2010; Alexander *et al.*, 2008; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Dulsky, 1996). A abundância de ETR+Y pode ser duas ordens de grandeza maiores em detritos clásticos do que em precipitados marinhos, sendo que a presença de apenas 1% de material clástico pode ser suficiente para dominar a distribuição dos ETRs em sedimentos químicos (Parekh *et al.*, 1977; Bau, 1993; Alexander *et al.*, 2008).

Os gráficos das Figuras 2.5A-C e a baixa correlação entre Zr vs. Y/Ho, Y/Ho vs. Ce/Ce* e Th vs. La/La* (< 0,5 – Tab. 2.2) sugerem que não houve contaminação de fontes clásticas na deposição das BIFs do GBMN. Contudo, a alta correlação entre Al₂O₃, TiO₂, Zr e Th (>0,85 – Tab. 2.2) e os valores elevados de elementos como Al₂O₃ > 0,5 wt.% (DB-112G e DB-48), Sc > 2 ppm (DB-112G e DB-119B), Zr > 15 ppm (DB-112G e DB-48), Nb > 1 ppm (DB-112G, DB-48 e DB-07) e Th > 1 ppm (DB-112G e DB-48) indicam que talvez a contaminação tenha ocorrido, mas não em proporção suficiente para alterar a distribuição dos ETR+Y dessas amostras.

Outra fonte que pode modificar a distribuição dos ETR+Y das formações ferríferas são os fluidos hidrotermais de fundo oceânico, que podem ser de alta ou baixa temperatura (Alexander *et al.*, 2008; Bolhar *et al.*, 2004; Bau & Möller, 1993). A contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura (>250°C), que ocorrem

associados a centros de espalhamento vulcânico, é caracterizada por anomalias positivas de Eu e enriquecimento em ETRL (e.g. Alexander *et al.*, 2008). Já a contribuição dos fluidos de baixa temperatura (<250°C), que ocorrem em regiões mais distantes das fumarolas, não apresentam anomalias positivas de Eu e mostram razões ETRM/ETRP em torno da unidade (e.g. Alexander *et al.*, 2008). As BIFs do GBMN exibem altos valores médios das razões $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{PAAS}} = 4,25$ e $\text{Eu}/\text{Sm}_{\text{CN}} = 1,30$ e baixa razão $\text{Pr}/\text{Yb}_{\text{PAAS}}$ (0,19-0,71), o que em conjunto sugere contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura durante a formação dessas rochas. Klein & Beukes (1989) e Khan *et al.* (1996) calcularam que valores 1000:1 para a razão água do oceano/fluido hidrotermal é suficiente para modificar a distribuição dos ETR+Y em formações ferríferas arqueanas, o que implica que <1% de contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura explica os valores elevados da razão Eu/Sm observadas numa grande variedade de BIFs mais antigas que 2,5 Ga.

A distribuição de elementos maiores normalizados pelo Fe_2O_3 mostra que as BIFs do GBMN assemelham-se a outras BIFs arqueanas (Fig. 2.6A). Como mostrados na Figura 2.6B-D, a contribuição dos fluidos de alta temperatura, provenientes de fumarolas, pode ser modelado a partir das razões Y/Ho, Eu/Sm e Sm/Yb, que são mais elevadas em relação aos oceanos modernos (Alexander *et al.*, 2008). A assinatura dos ETR+Y das BIFs do GBMN exhibe comportamento semelhante a outras BIFs arqueanas como as do *greenstone belt* Isua (3,7 Ga - Bolhar *et al.*, 2004), as do Supergrupo Pongola (2,9 Ga - Alexander *et al.*, 2008) e as do Supergrupo Transvaal (2,5 Ga - Bau & Dulski, 1996). A partir da modelagem apresentada por Alexander *et al.* (2008) nota-se que 0,1% de contribuição de fluidos hidrotermais de alta temperatura é suficiente para explicar as razões Eu/Sm nas BIFs de Isua, Supergrupo Transvaal e do GBMN (Fig. 2.6B). A Figura 2.6C mostra que, assim como para as BIFs do Supergrupo Pongola, as do GBMN podem ter tido uma contribuição entre 1% e 5% de fluidos hidrotermais de alta temperatura, o que explica a variação da razão Sm/Yb. No caso de sedimentos precipitados a partir da água do mar a razão Eu/Sm é função da razão Sm/Yb (Alexander *et al.*, 2008), o que explica que aproximadamente 0,1% de contribuição de fluidos provenientes de fumarolas modela a variação dessas duas razões para as BIFs do *greenstone belt* Isua e Supergrupo Transvaal (Fig. 2.6D). Contudo, o mesmo não ocorre para as BIFs do GBMN e Supergrupo Pongola (Fig. 2.6D), gerando três hipóteses (i) diferentes processos controlaram a distribuição dos ETR+Y nos oceanos onde se depositaram as BIFs de Isua e Supergrupo Transvaal, gerando uma diminuição dos ETRP; ou (ii) processos pós-

deposicionais podem ter controlado o enriquecimento conjunto de ETRM e ETRP nas BIFs do Supergrupo Pongola e do GBMN.

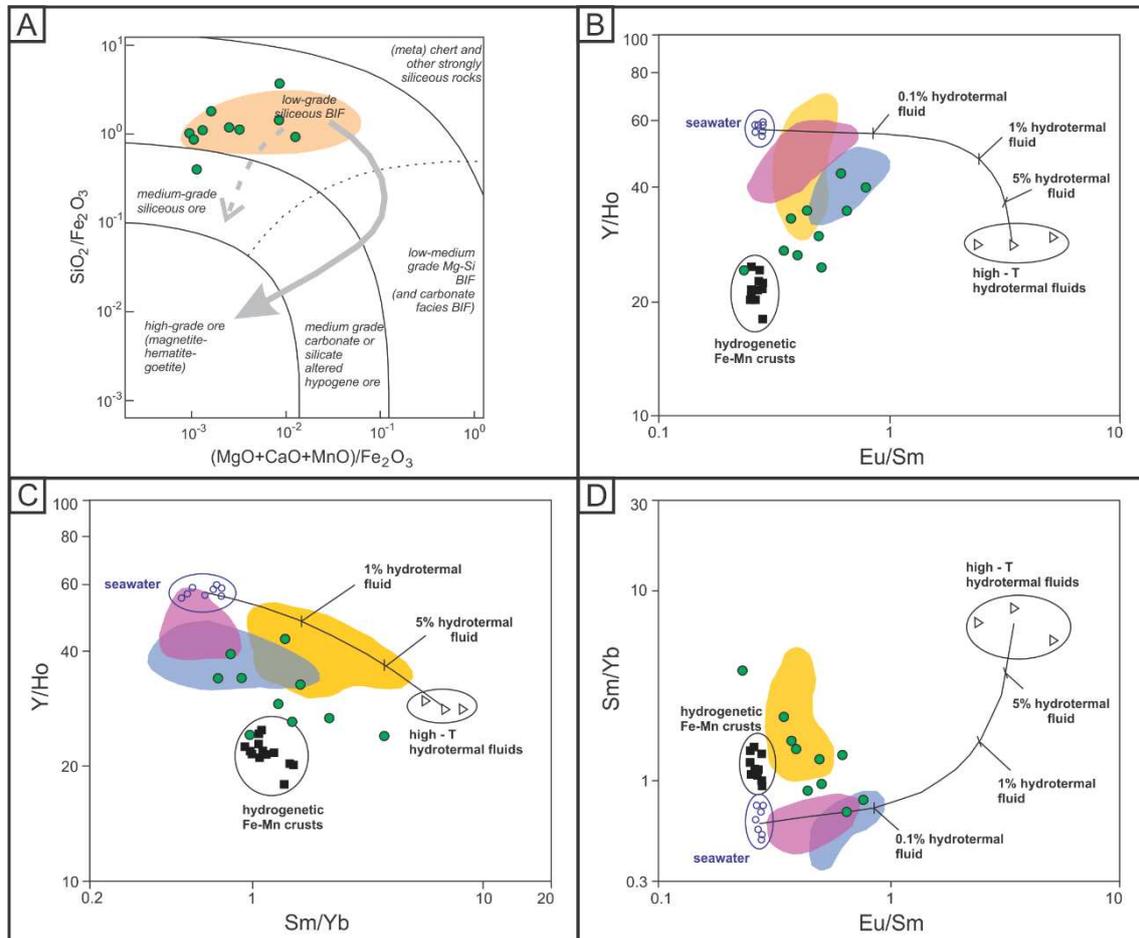


Figura 2.6 - Geoquímica de rocha total das BIFs do GBMN mostrando (a) razões dos óxidos de elementos maiores $(\text{MgO}+\text{CaO}+\text{MnO})/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ (segundo Hagemann *et al.*, 2016) discriminando campos e tendências de alteração pós-deposicional. O campo em laranja compreende as BIFs arqueanas de Temagami (Canadá - Gutzmer *et al.*, 2008); Chitradurga schist belt (Gnaneshwar & Naqvi, 1995), Sandur schist belt (Índia - Gutzmer *et al.*, 2008); Carajás Serra Norte (Brasil - Figueiredo e Silva *et al.*, 2008); Mt. Gibson (Austrália - Lascelles, 2006); Beebyn North (Austrália - Teitler *et al.*, 2017); Narryer terrane (Austrália - Maskell *et al.*, 2013); (b) Y/Ho vs. Eu/Sm, mostrando que 0,1% de fluidos hidrotermais de alta temperatura (>350 C, Bau & Dulski, 1999) é suficiente para explicar as razões Eu/Sm nas BIFs do GBMN; (c) Y/Ho vs. Sm/Yb, indicando uma significativa contribuição de fluidos hidrotermais (1–5%) nas BIFs do GBMN; e (d) Sm/Yb vs. Eu/Sm, demonstrando que apenas a contribuição de fumarolas (~0,1%) não modela adequadamente a variação dessas razões para as BIFs do GBMN. Regiões plotadas nos gráficos (b), (c) e (d) representam as variações dessas razões para Supergrupo Pongola (amarelo), Supergrupo Transvaal (roxo) e GB Isua (azul).

Além da contaminação por sedimentos terrígenos e da contribuição de fluidos hidrotermais, as formações ferríferas podem ter a distribuição dos ETR+Y modificada pela influência de águas superficiais, principalmente quando depositadas próximas ao

continente (e.g. Alexander *et al.*, 2008; Elderfield *et al.*, 1990). Em geral, os ETR carregados pelos rios são removidos nos estuários, tornando as águas dos oceanos dessas regiões mais enriquecidas em ETRM, elevando os valores da razão Sm/Yb_{PAAS} . Nas BIFs do GBMN apenas a amostra DB-48 possui um valor mais elevado da razão Sm/Yb_{PAAS} (1,68), sendo possível que, no conjunto das amostras, esse valor deva ter sido influenciado por outros fatores pós-deposicionais.

Os ETR+Y são imóveis durante processos como diagênese e metamorfismo, em função das baixas temperaturas na diagênese e a baixa razão fluido/rochas no metamorfismo, o que foi demonstrado por Bau (1993) em trabalhos com BIFs no oeste da Austrália (Hamersley Basin) e África do Sul (Kuruman e Penge BIFs). As principais evidências da influência de processos metamórficos seriam o empobrecimento de ETRL e anomalias negativas de Eu (Grauch, 1989; Bau, 1993) que não são observadas nas amostras do GBMN.

Por outro lado, a alteração hidrotermal, o intemperismo e o enriquecimento supergênico apresentam alto potencial de mobilização dos ETR+Y, mas a identificação desses processos através da geoquímica é complexa, em função da grande variedade de padrões que podem gerar na distribuição dos elementos (Bau, 1993). A presença de grandes estruturas como o lineamento Contendas-Jacobina e a sutura entre o Bloco Gavião e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (Fig. 2.1B) são importantes condutos de fluidos hidrotermais e podem ser relevantes na geração de depósitos de ferro a partir de formações ferríferas (e.g. Mendes *et al.*, 2016; Rosière *et al.* 2008). No entanto, processos como enriquecimento supergênico e intemperismo, que podem ser evidenciados através dos elevados valores de Fe_2O_3 (>45% - Clout & Simonson, 2005), explicam de forma mais adequada os altos valores de ETR+Y e Fe_2O_3 das formações ferríferas do GBMN, até mesmo pelo fato de todas terem sido coletadas em superfície.

As pequenas anomalias negativas de Ce para praticamente todas as amostras exibidas na Figura 2.3 permitem duas hipóteses (i) a oxidação dos oceanos se iniciou bem antes do Grande Evento de Oxigenação, de forma mais restrita para depois atingir escalas maiores (e.g. Kato *et al.*, 2006); ou (ii) refletem processos de alteração hidrotermal e enriquecimento supergênico (e.g. Planavsky *et al.*, 2010). Diante das condições de coleta superficial das amostras e da incerteza sobre a idade exata do GBMN, acreditamos que a segunda hipótese seja mais coerente.

De qualquer forma, o padrão de ETR+Y das BIFs do GBMN se diferenciam das condições dos oceanos modernos, onde a oxidação de Ce^{3+} para Ce^{4+} resulta no

fracionamento dos ETR+Y e em fortes anomalias negativas de Ce nos diagramas normalizados ao PAAS (Alexander *et al.*, 2008). Por outro lado, as pequenas anomalias negativas de Ce deixam dúvidas sobre os processos que possibilitaram a conversão de grandes quantidades de Fe^{2+} em Fe^{3+} . Pickard (2002, 2003) e Konhauser *et al.* (2002) propõem que apenas a atividade microbiana seria capaz de induzir a oxidação de grandes quantidades de ferro, tanto em ambientes oxidados como em anóxicos. A presença de xistos grafitosos sulfetados ao longo da estratigrafia do GBMN pode ser a evidência da atividade microbiana no ambiente de deposição dessas rochas. Os micro-organismos podem ter sido os responsáveis pela redução dos sulfetos e oxidação do ferro dissolvidos na coluna d'água em um ambiente próximo a fumarolas.

CONCLUSÕES

As formações ferríferas do *greenstone belt* Mundo Novo apresentam características típicas de sedimentos químicos precipitados a partir da água do mar, incluindo baixa abundância total de ETR e anomalias positivas de La e Y normalizadas ao PAAS.

As anomalias positivas de Eu indicam que fluidos hidrotermais de alta temperatura podem ter contribuído no balanço final dos ETR+Y nessas rochas. As pequenas anomalias negativas de Ce presentes na maioria das amostras são interpretadas como influência de processos pós-deposicionais como enriquecimento supergênico e/ou intemperismo, o que também explica a concentração anômala dos ETR+Y e de Fe_2O_3 para a maior parte das rochas.

A concentração limitada de elementos que evidenciam contribuição clástica durante a precipitação, como Al_2O_3 , Ti, Th, Sc e Zr, permite interpretar que a contribuição desses sedimentos terrígenos não foi capaz de determinar a distribuição dos ETR+Y nessas BIFs, sendo possível classificá-las como do tipo Algoma.

A ocorrência de xistos grafitosos portadores de sulfetos e sulfetos maciços na estratigrafia do GBMN indica um ambiente anóxico com contribuição de fumarolas na formação dessas rochas, capaz de preservar a matéria orgânica e os sulfetos.

Diante dessas evidências, propomos que as BIFs do GBMN foram formadas em um ambiente marinho anóxico, semelhante ao dos oceanos arqueanos, e que um possível

contexto geológico seria o de bacia de *back arc*, como deduzido a partir da geoquímica dos metabasaltos do GBMN apresentada em outro capítulo dessa tese.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. *In: Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Reunião Preparatória. Salvador, 1993, SBG/SGM/CNPq*, p. 45-62.
- Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. 2008. Continentally derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 378–394.
- Anbar A.D., Holland H.D. 1992. The photochemistry of manganese and the origin of banded Fe formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 2595–2603.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Revista da Academia Brasileira de Ciências*, **74(2)**: 343-359.
- Barbuena, D., Oliveira, E.P., Zincone, S.A., 2016. Estudos de proveniência dos quartzitos do greenstone belt Mundo Novo (BA) e implicações tectono-estratigráficas. *In: Anais 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.*
- Barley M.E., Bekker A., Krapez B. 2005. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, **238**: 156–171.
- Basta F.F., Maurice A.E., Fontboté L., Favarger P. 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research*, **187**: 277-292.
- Bau M. 1993. Effects of syn-depositional and postdepositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy*, **5**: 257–267.
- Bau M., Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, **155**: 77–90
- Bau M., Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**: 37–55.
- Bau M., Möller P. 1993. Rare-earth element systematics of the chemically precipitated component in early Precambrian Fe Formations and the evolution of the terrestrial atmosphere–hydrosphere–lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:2239–2249
- Bau M., Möller P., Dulski, P. 1997. Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Marine Chemistry*, **56**: 123–131.
- Bekker A., Slack J., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A. Konhauser K. O. and Rouxel O. J. 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, **105**: 467–508.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. 2004. Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 43-60.
- Braterman P.S., Cairnsmith A.G., Sloper R.W. 1983. Photooxidation of hydrated Fe-2+ - significance for banded Fe formations. *Nature*, **303**: 163–164.
- Byrne R., Sholkovitz E. 1996 Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. *In: Gschneider K.A., Eyring L. (eds.). Handbook on the physics and chemistry of the rare earths. Amsterdam, Elsevier*, 23: 497–593.
- Cloud P.E. 1965. Significance of Gunflint (Precambrian) microflora —photosynthetic oxygen may have had important local effects before becoming a major atmospheric gas. *Science*, **148**: 27-35.
- Clout J.M.F, Simonson B.M. 2005. Precambrian iron formation and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic Geology*, **100**:643–679

- Condie K.C. 2007. The distribution of Paleoproterozoic crust. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (eds.), *Earth's Oldest Rocks*. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15, Elsevier, p. 9-18. Doi: 10.1016/S0166-2635(07)15012-X.
- Condie K.C. 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, **322**: 153-162.
- Cotta A.J.B, Enzweiler J., Nardy A.J.R. 2008. Certificado de análise do material de referência BRP-1 (Basalto Ribeirão Preto). *Geochimica Brasiliensis*, **22**: 113-8.
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimaraes J.T., Melo R.C. 1978. Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica, relatório final, Salvador. CPRM, Convênio DNPM-CPRM, 12 v.
- De Carlo E H, Green W J. 2002. Rare earth elements in the water column of Lake Vanda, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**: 1323–1333.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, p. 227-334.
- Edwards K.J., Rogers D.R., Wirsén C.O. & McCollom T.M. 2003. Isolation and characterization of novel psychrophilic, neutrophilic, Fe-oxidizing, chemolitho autotrophic alpha- and gamma-Proteobacteria from the deep sea. *Applied Environmental Microbiology*, **69**:2906–2913.
- Elderfield H., Sholkovitz E.R. 1987. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **82**: 280-288.
- Elderfield H., Upstill-Goddard R. and Sholkovitz E. R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 971–991.
- Fabre S., Nédélec A., Poitrasson F., Strauss H., Thomazo C., Nogueira A. 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chemical Geology*, **289**:124–139.
- Figueiredo e Silva R.C., Lobato L.M., Rosière C.A. 2008. A hydrothermal origin for the jaspilite-hosted giant Sierra Norte deposits in the Cajajás Mineral Province, Para State, Brazil. *Economic Geology*, **15**: 255–290.
- Foustokoulos D.I., Bekker A. 2008. Hydrothermal Fe(II) oxidation during phase separation: relevance to the origin of Algoma-type BIFs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: A280.
- Frei R., Dahl P.S., Duke E.F., Frei K.M., Hansen T.R., Frandsson M.M., Jensen L.S. 2008. Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): Assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Precambrian Research*, **162**: 441–474.
- Fryer B. 1977. Rare-earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**: 361–367.
- Furnes H., Dilek Y., de Wit M.J. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, **27**: 649–685.
- Garrels R.M., Perry E.A. 1974. Cycling of carbon, sulfur and oxygen throughout geologic time. In: Goldberg E.D. (ed.). *The Sea*. Wiley-Interscience, New York, pp. 303–336.
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. 1991. Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 3553–3558.
- German C.R., Elderfield, H. 1990. Application of the Ce-anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, **5**: 823–833.
- Gnaneshwar R.T., Naqvi S.M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF's of the Late Archaean Chitradurga Schist Belt, India. *Chemical Geology*, **121**: 217–243.
- Grauch R.I. 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. In: Lipin B.R., McKay G.A. (eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **21**: 147-167.
- Griffon J.C. 1967. Apresentação do mapa geológico (1/100 000) da parte central da Serra de Jacobina (Bahia). Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo das comunicações. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, **26**: 33–34.
- Gross G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, **20**: 171-187.
- Gross G.A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, **18**: 215-222.
- Gross G.A. 1973. The depositional environments of principal types of Precambrian iron-formations. In: *Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. UNESCO Earth Science Service*, **9**: 15-21.

- Gutzmer J., Chisonga C.B., Beukes N.J., Mukhopadhyay J. 2008. The geochemistry of iron formation-hosted high-grade hematite-martite iron ores. *Economic Geology*, **15**: 157–183.
- Hagemann S.G., Angerer T., Duuring P., Rosière C.A., Figueiredo e Silva R.C., Lobato L., Hensler A.S., Walde D.H.G. 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, **76**:317-359.
- Haugaard R., Pecoits E., Lalonde S., Rouxel O. Konhauser K. 2016. The Joffe banded iron formation, Hamersley Group, Western Australia: Assessing the palaeoenvironment through detailed petrology and chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **273**: 12-37.
- Haugaard R., Frei R., Stendal H., Konhauser K. 2013. Petrology and geochemistry of the ~2.9 Ga Itilliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: source characteristics and depositional environment. *Precambrian Research*, **229**: 150–176.
- Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag. 2009.
- James H.L., Trendall A.F. 1982. Banded Iron-Formation: Distribution in time and paleoenvironmental significance. In: Holland H.D., Schidlowski M. (eds.), Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere, Springer Verlag, New York, p. 199–218.
- James H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, **49**: 235-293.
- Kato Y., Yamaguchi K.E., Ohmoto H. 2006. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. In: Kesler S.E., Ohmoto H. (eds.). Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere-Constraints from Ore Deposits. *Geological Society of America Memoir*, **198**: 269–289.
- Khan R. M. K., Das Sharma S., Patil D. J. and Naqvi S. M. 1996. Trace, rare-earth element, and oxygen isotopic systematics for the genesis of banded iron-formations: evidence from the Kushtagi schist belt, Archaean Dharwar Craton, India. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 3285–3294.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**: 1473-1499.
- Klein C., Beukes N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **84**: 1733–1774.
- Konhauser K.O., Hamade T., Morris R.C., Ferris F.G., Southam G., Raiswell R., Canfield D. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology*, **30**: 1079–1082.
- Kusky T., Zhai M.G., W. Xiao. 2010. The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth. Geological Society, London, *Special Publication*, 338.
- Lascelles D.F. 2006. The Mount Gibson banded iron formation-hosted magnetite deposit: two distinct processes for the origin of high-grade iron ore. *Economic Geology*, **101**: 651–666.
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Nicolle C., Sabaté P. 2007. Evolução metamórfica/metassomática paleoproterozóica do Complexo Saúde, da Bacia Jacobina e de leucogranitos peraluminosos na parte norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **37(4)**: 777-797.
- Leo G.W., Cox D.P., Carvalho J.P.P. 1964. Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, DGM, Boletim 209, 87p.
- Loureiro H.S.C., Santos R.A. 1991. Estratigrafia: Folha Mundo Novo. In: Loureiro H.S.C. (org.), Mundo Novo, folha SC. 24 Y D IV: Estado da Bahia, texto explicativo. Brasília: DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). Convênio DNPM-CPRM, p. 18–21.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Mascarenhas J.F., Ledru P., Souza S.L., Conceição Filho V.M., Melo L.F.A., Lorenzo C.L. Milési J.P. 1998. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.13, 55p.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.5, 32p.
- Maskell A., Duuring P., Hagemann S.G. 2013. Hydrothermal alteration events controlling magnetite-rich iron ore at the Matthew Ridge prospect, Jack Hills greenstone belt, Yilgarn Craton. *Australian Journal of Earth Science*, **61**: 187–212.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. Mapa geológico (1:250.000), folha Serrinha SC.24-Y-D, Estado da Bahia, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Salvador.
- Medes M., Lobato L.M., Kunzmann M., Halverson G. P., Rosière C.A. 2016. Iron isotope and REE+Y composition of the Cauê banded iron formation and related iron ores of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Mineralium Deposita*, 1-22. DOI 10.1007/s00126-016-0649-9

- Mougeot R. 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au, \pm U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). Thèse de l'Université de Montpellier II, 306 p.
- Navarro M.S., Andrade S., Ulbrich H., Gomes C.B., Girardi V.A.V. 2008. The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **32**(2): 167-180.
- Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Van Kranendonk M.J., Chivas A.R. 2016. Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures. *Nature*, **537**: 535-538. doi:10.1038/nature19355.
- Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **163**: 179-188.
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R. 2010. Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society*, London, Special Publications, **338**: 263-286. Doi:10.1144/SP338.13.
- Parekh P.P., Möller P., Dulski P., Bausch W.M. 1977. Distribution of trace elements between carbonate and noncarbonate phases of limestone. *Earth and Planetary Science Letters*, **34**: 39-50.
- Pearson, W., Macêdo, P.M., Rúbio, A., Lorenzo, C.L., Karpeta, P., 2005. Geology and gold mineralization of the Jacobina Mine and Bahia Gold Belt, Bahia, Brazil and comparison to Tarkwa and Witwatersrand. In: Proceedings of Geological Society of Nevada Symposium, Reno, Nevada, **1**: 757–786.
- Pecoits E., Gingras M.K., Barley M.E., Kappler A., Posth N.R., Konhauser K.O. 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research*, **172**: 163–187.
- Peucat J.J., Mascarenhas J.F., Barbosa J.S., Souza F.S., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 363–373.
- Pickard A. 2003. SHRIMP U–Pb zircon ages for the Palaeoproterozoic Kuruman Iron Formation, Northern Cape Province, South Africa: evidence for simultaneous BIF deposition on Kaapvaal and Pilbara Cratons. *Precambrian Research*, **125**: 275–315.
- Pickard A. 2002. SHRIMP U–Pb zircon ages of tuffaceous mudrocks in the Brockman Iron Formation of the Hamersley Range, Western Australia. *Australian Journal of Earth Science*, **49**: 491–507.
- Planavsky N., Rouxel O.J., Bekker A., Hofmann A., Little C.T.S., Lyons T.W. 2012. Iron isotope composition of some Archean and Proterozoic iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **80**: 158–169.
- Planavsky N. J., Bekker A., Rouxel O. J., Knudsen A. and Lyons T. W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic iron formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 6387–6405.
- Pouton S.W., Canfield D.E. 2011. Ferruginous Conditions: A Dominant Feature of the Ocean through Earth's History. *Elements*, **7**: 107-112
- Roig H.L., Moya M.M., Aron P. 1992. Ocorrências de ouro na região de Pindobaçu, Bahia. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, SBG, São Paulo, **1**: 235–236.
- Rosière CA, Spier CA, Rios FJ, Suckau VE. 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview. *Soc Econ Geol Rev* **15**:223–254
- Sampaio G.M.S., Enzweiler J. 2015. New ICP-MS Results for Trace Elements in Five Iron-Formation Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **39**(1): 105-119.
- Sampaio A.R., Santos R.A., Rocha A.J.D., Guimarães J.T. 1998. Mapa geológico da folha Jacobina, SC.24-Y-C. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Salvador.
- Santos-Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Barbosa J.S.F., Fanning C.M., Cocherie A., Paquette J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *Journal of South American Earth Science*, **40**: 129-142.
- Sholkovitz E R, Shaw T, Schneider D L. 1992. The geochemistry of rare earth elements in the seasonally anoxic water column and porewaters of Chesapeake Bay. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 3389–3402.

- Spier CA, Oliveira SMB, Sial AN, Rios FJ. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **152**:170–206.
- Teitler Y., Duuring P., Hagemann S.G. 2016. Genesis history of iron ore from Mesoarchean BIF at the Wodgina min, Western Australia. *Australian Journal of Earth Science*, 1-22.
- Teixeira W., Oliveira E.P., Soares L. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (eds) *The São Francisco Craton and Its Margins - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing, pp. 29-56. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0_3.
- Trendall A.F. 1973. Precambrian iron-formations of Australia. *Economic Geology*, **68**: 1023–1034.
- Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Griffin W.L., Huston D.L., Hickman A.H., Champion D.C., Anhaeusser C.R., Pirajno F. 2015. Making it thick: a volcanic plateau origin of Palaeoarchean continental lithosphere of the Pilbara and Kaapvaal cratons. *Geology Society London Special Publications*, **389**: 83–111.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. 2003. Geological and trace element evidence for marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolite carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archean ocean. *Geobiology*, **1**: 91–108.
- Veizer J. 1983. Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth. In: Shopf J.W. (ed.). *Earth's earliest biosphere, its origin and evolution*, Princeton University Press, Princeton, p. 240-259.
- Vendemiatto M.A., Enzweiler J. 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. *Geostandards Newsletter*, **25**: 283-291.
- Wang C.L., Zhang L.C., Lan C.Y., Dai Y.P. 2014. Rare earth element and yttrium compositions of the Paleoproterozoic Yuanjiaocun BIF in the Lüliang area and their implications for the Great Oxidation Event (GOE). *Science China Earth Sciences*, **57(10)**: 2469-2485. doi: 10.1007/s11430-014-4896-2.
- Windley B.F. 2007. Overview and history of investigation of Early Earth rocks. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. (eds.), *Earth's Oldest Rocks*. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15, Elsevier, p. 3-7. DOI: 10.1016/S0166-2635(07)15011-8.
- Young G.M. 1976. Iron-formations and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, **3**: 137-158.
- Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O., Zhang H., Zhai M. 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic-plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos*, **266-267**:414-434.
- Zincone S.A., Barbuena D., Oliveira E.P., Baldim M. 2017. A Paleoproterozoic foreland basin and a Paleoarchean intracontinental rift sequence at the northern sector of the São Francisco Craton, Brazil: evidences from detrital zircon U-Pb geochronology of the Saúde Complex. *Submitted*.

ANEXO III

Idades U-Pb em zircões detríticos das unidades clásticas do greenstone belt Mundo Novo e sua correlação com a Bacia Jacobina, nordeste do cráton São Francisco, Brasil: uma única bacia?

INTRODUÇÃO

O estudo de rochas metassedimentares em bacias pré-cambrianas é uma das principais ferramentas para compreender a composição da crosta continental (e.g. Taylor & McLennan, 1985; Wronkiewicz & Condie, 1987; Sugitani *et al.*, 2006) e a evolução do sistema atmosfera-hidrosfera (e.g. Holland, 1984; Frimmel, 2005). Em geral, as rochas sedimentares arqueanas se formaram em duas associações principais (i) em *greenstone belts* e (ii) em grandes bacias sobre embasamento constituído por terrenos granito-gnáissicos e *greenstone belts*. Bacias do segundo tipo são mais limitadas, porém importantes, pois indicam que alguns núcleos cratônicos já estavam estabilizados antes do final do Arqueano, a exemplo da bacia de Witwatersrand, na África do Sul (3.1-2.7 Ga – Robb & Meyer, 1995).

A estratigrafia original dessas bacias, no entanto, é frequentemente obliterada por eventos posteriores como deformação, metamorfismo e imbricação tectônica. Dessa forma, a geocronologia U-Pb em zircão detrítico tem sido amplamente utilizada em rochas metassedimentares, de baixo a alto grau metamórfico, para auxiliar desde a individualização de bacias, correlação de sequências, até o reconhecimento e discriminação de eventos tectônicos impressos em rochas que compõem núcleos cratônicos antigos (e.g. Wilde *et al.*, 2001; Martin *et al.*, 2008; Cawood *et al.*, 2012; Rollinson, 2014; Ancelmi *et al.* 2015; Spaggiari *et al.*, 2015).

Nesses terrenos antigos, os grãos de zircão podem ser o único registro que preserva a história pré-deposicional das rochas-fonte, que podem não mais estar expostas, terem sido retrabalhadas ou terem sido completamente erodidas (Cox, 2003). Por isso, populações de zircões de idades diferentes podem indicar a existência de assembleias litológicas que não mais existem, mas que são fundamentais na reconstrução do ambiente de formação dos segmentos crustais que hoje se pretende estudar.

O cráton São Francisco (Fig. 1A) é um fragmento crustal estabilizado no final do Paleoproterozóico (e.g. Silva *et al.*, 2002; Barbosa & Sabaté, 2002, 2004; Heilbron *et al.*, 2017). Em sua porção nordeste os gnaisses do Bloco Gavião (e.g. Complexos Mairi,

Lençóis, Gavião, Remanso-Sobradinho) e os greenstone belts (Mundo Novo, Umburanas, Riacho de Santana, etc), juntamente com as rochas dos Blocos Jequié, Serrinha e do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, representam o embasamento arqueano-paleoproterozóico do cráton (e.g. [Teixeira et al., 2017](#)).

O *greenstone belt* Mundo Novo (GBMN – Fig. 1B) engloba quatro unidades principais, cada qual com seção-tipo e sequência litológica características ([Mascarenhas & Silva, 1994](#); [Mascarenhas et al., 1992, 1998](#)). A principal semelhança entre as quatro unidades é a presença de rochas vulcânicas ultramáficas, básicas, ácidas e sedimentos químicos e clásticos, com diferentes proporções e posições estratigráficas. A relação temporal em cada unidade não é conhecida, e a relação espacial é restrita à ocorrência descontínua dessas rochas ao longo dos 330 km do lineamento Contendas-Jacobina (Fig. 3.1A). A continuidade lateral ao longo desse lineamento não é mapeável, sendo definida de maneira interpretativa na tentativa de englobar um conjunto de rochas vulcânicas, químicas, clásticas, diques e complexos estratiformes sob uma mesma denominação. A idade de 3,3 Ga atribuída ao GBMN ([Peucat et al., 2002](#)), representa a idade de cristalização das metavulcânicas félsicas próximas à cidade de Mundo Novo. [Zincone et al. \(2016\)](#) interpretaram essas metavulcânicas félsicas como parte de um sistema plutônico-vulcânico intraplaca. Diante disso, abre-se a possibilidade desse vulcanismo não ser correlato ao vulcanismo básico do GBMN, deixando sob discussão a idade dessa sequência metavulcanossedimentar.

O GBMN tem sido considerado o embasamento da Bacia Jacobina ([Mascarenhas et al., 1998](#); [Barbosa & Sabaté, 2004](#)). Porém a incerteza sobre a correlação estratigráfica entre as unidades clásticas do GBMN e as formações da Bacia Jacobina dificultam o entendimento sobre a evolução desse segmento do CSF. Assim, para estabelecer a proveniência das unidades clásticas do GBMN e sua relação com as formações do Grupo Jacobina, são apresentados dados U-Pb de zircões detríticos de 14 amostras de rochas atribuídas ao GBMN. Esses dados mostram que a proveniência das rochas metassedimentares clásticas do GBMN e do Grupo Jacobina é rigorosamente a mesma. Diante disso e das relações de campo, argumentamos a possibilidade do GBMN e da Bacia Jacobina serem parte de uma mesma bacia formada em ambiente transicional entre fluvial e marinho.

GEOLOGIA REGIONAL

O embasamento arqueano da porção nordeste do cráton São Francisco é representado pela justaposição dos Blocos Gavião, Serrinha, Jequié e do Orógeno Itabuna-Salvador Curaçá (Fig. 3.1A - Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

O Bloco Gavião possui os núcleos arqueanos mais antigos da plataforma sul-americana, representados pelos ortognaisses dos Complexos Gavião, Mairi, Lençóis e Remanso-Sobradinho (3,40 Ga - 3,10 Ga, Nutman & Cordani, 1993; Mougeot, 1996; Martin *et al.*, 1997; Santos-Pinto *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2017). Além disso, Zincone *et al.* (2016) reconheceram um sistema plutono-vulcânico intraplaca de 3,30 Ga associado aos ortognaisses do Complexo Mairi. Recobrimo o embasamento ocorrem sequências supracrustais arqueanas a paleoproterozóicas dos tipos *greenstone belt* e bacias sedimentares, todas deformadas e metamorfozadas durante a colisão Riacciana-Orosiriana (Fig. 3.1A - Barbosa *et al.*, 2012).

O Bloco Serrinha é composto (i) pelos gnaisses de alto grau do Complexo Santa Luz e Uauá (ca. 2900 a 3200 Ma – Oliveira *et al.*, 2002, 2010; Mello *et al.*, 2006; Rios *et al.*, 2009; Baldim & Oliveira, 2016), (ii) por complexos máfico-ultramáficos, (iii) por enxames de diques máficos de ca. 2705 Ma, 2726 Ma e 2624 Ma (Oliveira *et al.*, 2011a), (iv) pelas sequências metavulcanossedimentares paleoproterozóicas do Rio Itapicuru e Rio Capim (Oliveira *et al.*, 2010, 2011b; Grisólia & Oliveira, 2012) e (v) por granitos paleoproterozóicos.

O Bloco Jequié (Cordani & Iyer, 1979; Barbosa, 1990) é formado essencialmente por granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos, que representam plútons cálcio-alcalinos de 3.0-2.9 Ga, intensamente deformados e reequilibrados em fácies granulito durante a colisão Riacciana-Orosiriana (Barbosa *et al.*, 2004; D'Agrella *et al.* 2011). Também ocorrem intrusões de granitoides de 2.8-2.6 Ga, granulitos heterogêneos com migmatitos e supracrustais subordinadas (Barbosa *et al.*, 2004; D'Agrella *et al.* 2011).

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) é formado por gnaisses de composição TTG e cálcio-alcalina, granulitos heterogêneos e rochas máficas-ultramáficas, interpretadas como antigas crostas oceânicas (Barbosa *et al.* 2008). São cobertas por sequências supracrustais com metavulcânicas ultramáficas a intermediárias, quartzitos e formações ferríferas (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004), e intrudidas por

sienitos e granitos paleoproterozóicos (Oliveira *et al.*, 2002, 2004, 2010; Rosa *et al.*, 2001).

O segmento norte do OISC é composto (i) pelas rochas máficas-ultramáficas dos complexos São José do Jacuípe (ca. 2580-2640 Ma – Oliveira *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 1997) e Caraíba (2580 Ma – Oliveira *et al.*, 2004), (ii) pelos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba (2574 Ma - Oliveira *et al.*, 2010). Essa porção do OISC está em contato, a oeste, com gnaisses do Bloco Gavião e, a leste, com gnaisses do Bloco Serrinha. A porção sul do CSF, próximo a cidade de Belo Horizonte (Fig. 3.1A), é representada (i) pelos complexos granito-gnáissicos arqueanos Belo Horizonte, Bonfim, Santa Bárbara, Caeté e Bação, (ii) pelas rochas arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 3.1A) e (iii) pelas sequências metassedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi (e.g. Lana *et al.*, 2013).

A evolução arqueana do segmento sul do cráton é dada essencialmente em três estágios (Lana *et al.*, 2013; Romano *et al.*, 2013; Campos *et al.*, 2003; Teixeira *et al.*, 1996; Machado *et al.*, 1992). O primeiro estágio, conhecido como evento Santa Bárbara (3220-3200 Ma – Lana *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2012), é caracterizado pela injeção de plútons TTG em crosta máfica-ultramáfica. O segundo, o evento Rio das Velhas I (2930–2900 Ma – Lana *et al.*, 2013), é marcado por sucessivas intrusões TTGs e acreções de arcos de ilha. O último estágio, o evento Rio das Velhas II (2800-2770 Ma – Lana *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 1996), é representado pelo magmatismo de arco e formação das vulcânicas félsicas do *greenstone belt* Rio das Velhas. Por fim, essa sequência é intrudida por um grande número de corpos granitóides potássicos entre 2750 e 2600 Ma (Romano *et al.*, 2013; Lana *et al.*, 2013).

O Grupo Maquiné marca a deposição final do Supergrupo Rio das Velhas e representa o registro sedimentar do último período de atividade magmática e encerramento do *greenstone belt* antes da estabilização do cráton (Lana *et al.*, 2013). A proveniência de suas unidades mostra contribuição das principais fontes regionais (ca. 3220-2730 Ma), configurando uma sedimentação do tipo flysch a molassa (Moreira *et al.*, 2016; Machado *et al.*, 1996; Dorr, 1969). Contudo, a presença de populações de zircão mais antigas que 3220 Ma, com muitos grãos entre 3500-3600 Ma (Moreira *et al.*, 2016), abre a possibilidade para encontrar fragmentos de crosta ainda mais antigos na porção sul do CSF. Outra possibilidade é que essa região possa ter recebido sedimentos dos núcleos arqueanos da parte nordeste do cráton (Bloco Gavião), onde são reconhecidas rochas com essas idades.

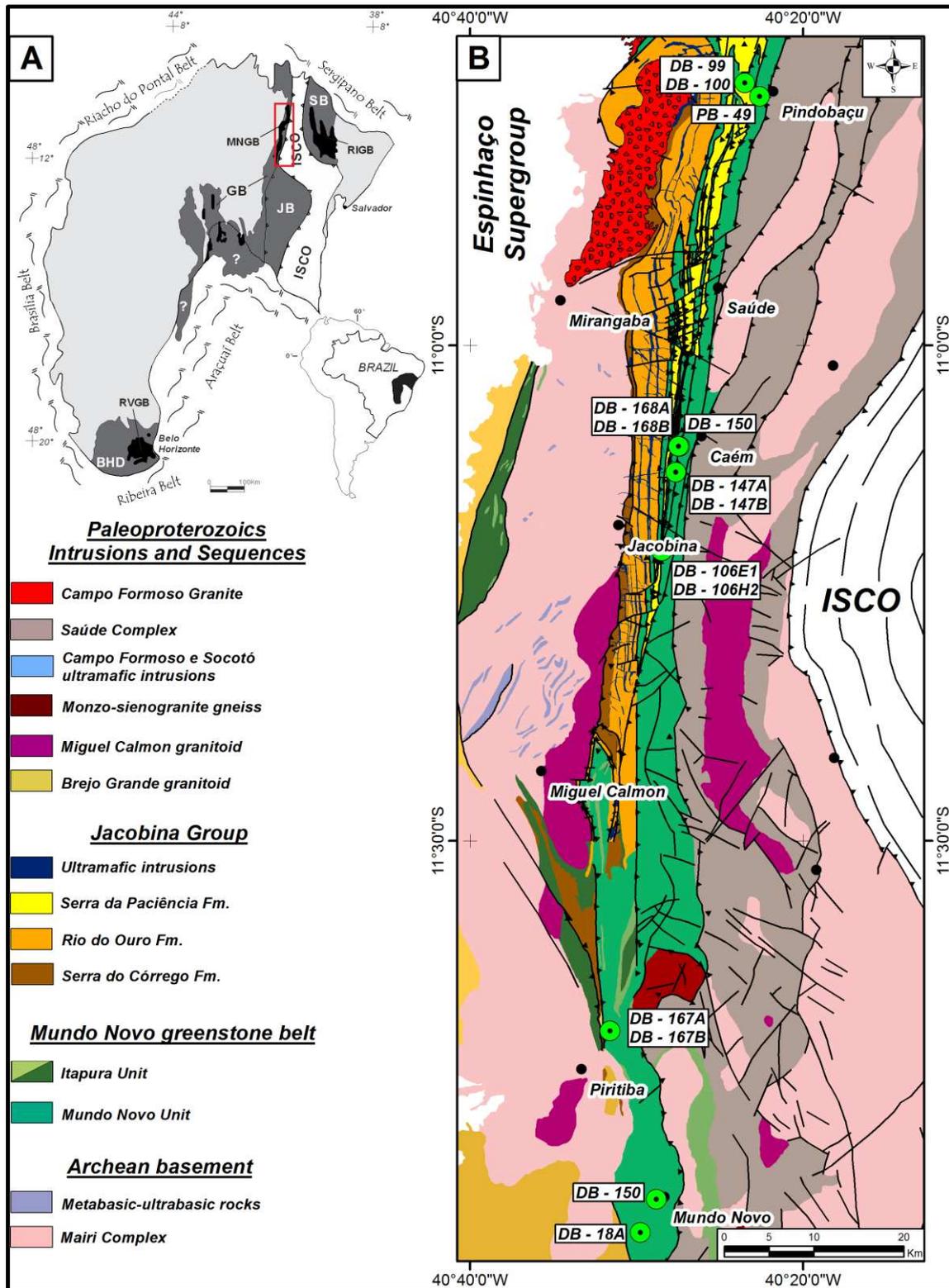


Figura 3.1 - Mapa geológico regional da porção nordeste do cráton São Francisco (a) Localização da área de estudo no contexto do cráton São Francisco (adaptado de Alkmin *et al.*, 1993 - BG: Bloco Gavião; GBMN: *greenstone belt* Mundo Novo; BJ: Bloco Jequié; BS: Bloco Serrinha; GBRI: *greenstone belt* Rio Itapicuru; OISC: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; DBH: Domínio Belo Horizonte; GBRV: *greenstone belt* Rio das Velhas). (b) Mapa geológico compilado e modificado de Melo *et al.* (1995); Sampaio *et al.* (1998); Pearson *et al.* (2005). Pontos verdes representam as amostras de rochas metassedimentares clásticas do GBMN coletadas para proveniência.

O greenstone belt Mundo Novo e a Bacia Jacobina

Diversos autores já haviam reportado a ocorrência de uma sequência metavulcanossedimentar ao longo do lineamento Contendas-Jacobina (Leo *et al.*, 1964; Griffon, 1967; Jordan, 1971,1972; Mascarenhas *et al.*, 1975,1992,1998; Seixas *et al.*, 1975, 1980; Mascarenhas, 1969,1976; Couto *et al.*, 1978; Arcanjo & Couto, 1978; Sabaté, 1991; Roig *et al.*, 1992; Topitsch, 1993). Mascarenhas & Silva (1994) dão o nome de greenstone belt Mundo Novo a essa sequência de rochas metavulcânicas básicas, félsicas e metassedimentos químicos e clásticos, todas metamorfizadas em fácies xisto verde, que ocorrem de forma descontínua na borda leste da serra de Jacobina. Contudo, o empilhamento estratigráfico e a extensão do GBMN ainda são controversos, bem como seu ambiente de formação e sua relação genética com o Grupo Jacobina.

O conjunto de rochas representado pelos xistos grafitosos, metapelitos, formações ferríferas, anfíbolitos, metabásicas e quartzitos já foram interpretados como formação basal da Bacia Jacobina (Griffon 1967, Leo *et al.*, 1964), ou como litotipos integrantes das unidades do GBMN, funcionando como embasamento das formações do Grupo Jacobina (Couto *et al.*, 1978; Loureiro 1991; Mascarenhas *et al.*, 1998; Souza *et al.*, 2002; Cunha *et al.*, 2012). A denominação sob as quais essas rochas foram agrupadas também variaram bastante ao longo do tempo, o que contribuiu para a confusão sobre o empilhamento dessas unidades, sobre seu ambiente de formação e sobre o pertencimento à Bacia Jacobina ou ao GBMN.

Leo *et al.* (1964) denominaram de Formação Bananeira o conjunto de xistos grafitosos, gnaisses, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas e anfíbolitos e de Formação Cruz das Almas a intercalação de quartzitos e filitos, todos aflorantes a leste da Serra de Jacobina, interpretando-os como a base do Grupo Jacobina. Griffon (1967) denominou esse conjunto de rochas (Formações Bananeiras e Cruz das Almas) como Grupo Jacobina Inferior.

Loureiro (1991) agrupa as Formações Bananeiras e Cruz das Almas sob a denominação de Unidade Mundo Novo, interpretando-a como a base do GBMN. Já os muscovita quartzitos, próximos às cidades de Piritiba e Areia Branca, foram agrupados sob a denominação de Unidade Itapura e representariam a sedimentação clástica de topo do GBMN. Apesar dessas rochas serem semelhantes aos litotipos do Complexo Saúde (Couto *et al.*, 1978), Loureiro (1991) não estabeleceu relação genética entre essas unidades.

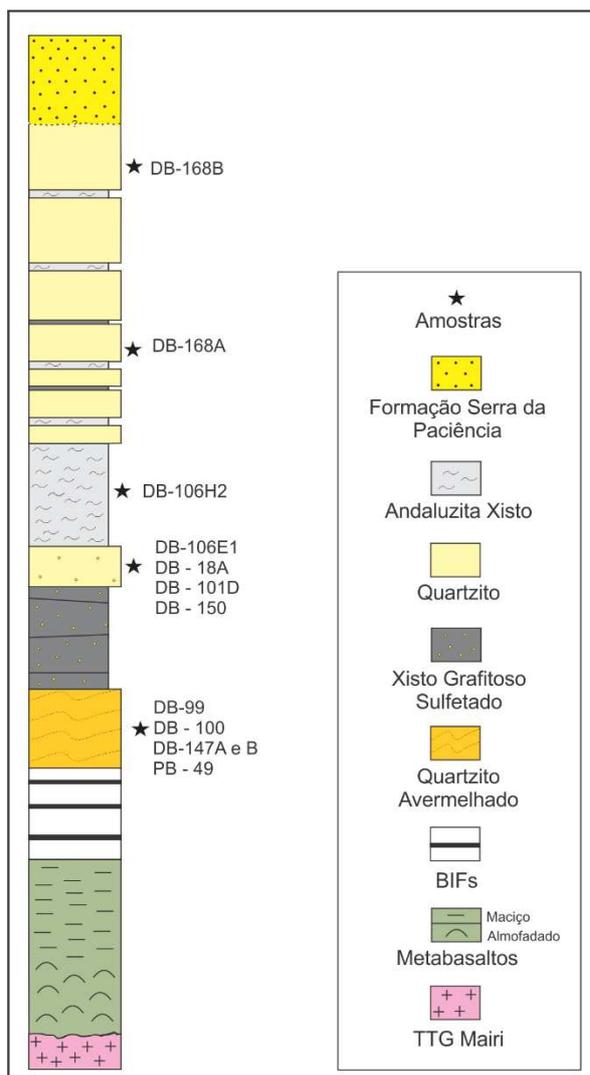


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica do *greenstone belt* Mundo Novo e relação das amostras coletadas.

Evitando as correlações genéticas vinculadas aos diversos nomes das compartimentações geológicas utilizadas pelos autores citados, Souza *et al.* (1996) individualizaram o GBMN, da base para o topo, por: (i) sequência de metabasaltos almofadados, metabasaltos andesíticos maciços, cherts, formações ferríferas, rochas calciossilicáticas, xistos grafitosos e sulfetos maciços; (ii) metavulcânicas félsicas de composição dacítica a riodacítica, associadas a metassedimentos piroclásticos; e (iii) rochas metassedimentares clásticas. No entanto, como mostraram Zincone *et al.* (2016), as metavulcânicas félsicas não fazem parte da evolução do GBMN, o que torna a estratigrafia da sequência metavulcanossedimentar semelhante ao que é apresentado na Figura 3.2.

A Bacia Jacobina localiza-se na parte leste do Bloco Gavião, alinhada ao lineamento Contendas-Jacobina, que representa a zona de sutura da colisão paleoproterozóica (Sabaté *et al.*, 1990).

A Formação Serra do Córrego tem aproximadamente 1000m de espessura e é composta por quartzitos intercalados com metaconglomerados que hospedam depósitos de Au-U e contém grãos detríticos de pirita e uraninita (Pearson *et al.*, 2005). A Formação Rio do Ouro é a parte central da bacia com aproximadamente de 2000m de espessura. É formada por quartzitos puros com camadas descontínuas de metaconglomerados na base, marcando contato gradual com a Formação Serra do Córrego (Pearson *et al.*, 2005). A Formação Serra da Paciência representa o final da sedimentação da bacia e é composta por quartzitos, metaconglomerados e andaluzita-quartzo-grafia xistos subordinados (Pearson *et al.*, 2005).

O estilo de sedimentação do Grupo Jacobina sugere a transição entre um ambiente fluvial, dados pelos conglomerados basais, e marinho raso com influência de ondas, evidenciado pelas marcas de ondas assimétricas e estratificação cruzada nos quartzitos da Formação Rio do Ouro (Pearson *et al.*, 2005).

Mascarenhas & Silva (1994) interpretaram a Bacia Jacobina como um gráben formado pelo desenvolvimento de um rifte em torno do GBMN, o que implicaria que o *greenstone belt* fosse mais antigo que a sedimentação do Grupo Jacobina. Contudo, os dados de Barbuena *et al.* (2016) e Teles *et al.* (2015), mostram que a proveniência para as formações do Grupo Jacobina e para as unidades clásticas do GBMN é a mesma, não existindo população de zircão mais nova que ca. 3200 Ma, permanecendo aberta a relação temporal entre as duas bacias.

Ledru *et al.* (1997) consideraram as rochas da Bacia Jacobina, do GBMN e do Complexo Saúde como parte de uma bacia *foreland*, associada aos estágios finais da orogenia paleoproterozóica e com idade máxima de deposição de 2086 ± 43 Ma (Mougeot, 1996), obtida por zircão detrítico em litotipos do Complexo Saúde. Contudo, os trabalhos de Zincone *et al.* (2017 - submetido) e Leite *et al.* (2007), definiram que as rochas metassedimentares do Complexo Saúde fazem parte de uma bacia *foreland* desenvolvida durante a orogenia Riacciana-Orosiriana, sendo sua evolução distinta daquela do GBMN e da Bacia Jacobina.

A idade de 3305 ± 9 Ma obtida por Peucat *et al.* (2002) e reavaliada por Zincone *et al.* (2016) em vulcânicas félsicas interpretadas como parte do GBMN balizaram a idade dessa sequência desde então. Contudo, Zincone *et al.* (2016) associaram esses riolitos a um sistema plutono-vulcânico desenvolvido em um ambiente intraplaca e distinto da evolução do GBMN, abrindo uma lacuna sobre a idade de formação da sequência metavulcanossedimentar do GBMN.

Em função da falta de minerais datáveis nas metavulcânicas básicas, a proveniência das unidades metassedimentares clásticas do GBMN é a ferramenta mais adequada para estabelecer a idade máxima de deposição, dada pela população mais jovem de zircão, e auxiliar tanto na correlação estratigráfica como na definição do ambiente de formação do GBMN e do Grupo Jacobina.

MATERIAIS E MÉTODOS

O estudo de proveniência das unidades sedimentares do GBMN foi realizado em rochas das unidades Itapura e Mundo Novo. Ao longo da área de exposição do GBMN foram coletadas 29 amostras de rochas metassedimentares (quartzitos, metapelitos, xistos grafitosos, andaluzita xistos, formações ferríferas). Desses apenas 13 quartzitos e 1 andaluzita xisto apresentaram zircões.

As amostras coletadas em campo foram cominuídas em britador de mandíbulas e moinho de discos de aço. Os minerais pesados foram separados utilizando concentração gravimétrica com uso de bateia manual, separador isodinâmico Frantz, separação gravimétrica em iodeto de metileno e separação manual em lupa binocular. Os grãos de zircão selecionados foram montados em *mounts* com resina epóxi e desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos.

As datações U-Pb das amostras DB-18A, DB-100, DB-101D e PB-49 foram obtidas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utilizando um espectrômetro de massa multicoletor Thermo Finnigan Neptune equipado com laser New Wave UP213 Nd-YAG de 25µm de diâmetro, taxa de repetição de 11 Hz e uma fluência de 0,8Jcm⁻². Não foram realizadas correções para Pb comum.

O procedimento analítico utilizado no ICP-MS de Brasília foi de um bloco de 1 análise de branco, 2 do padrão GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004), 1 do padrão 91500 seguido de 8 amostras desconhecidas. As razões isotópicas foram calculadas utilizando uma planilha interna conforme Bühn *et al.* (2009).

As análises das demais amostras foram obtidas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas por ablação a laser, utilizando um laser sistema Photon Machines Excite 193, equipado com uma célula de ablação HelEx, acoplados a um ICP-MS Thermo Scientific Element XR, com laser de 25µm de diâmetro, taxa de repetição de 10Hz e uma fluência de 4,74Jcm⁻². São adquiridos 8 isótopos (^{202,204,206,207,208}Pb, ²³²Th e ^{235,238}U) para cada amostra. Todos os isótopos são medidos pelo modo de contagem de íons, exceto os isótopos ²³²Th e ²³⁸U que são medidos pelo sistema anterior combinado com outro método análogo.

O procedimento analítico utilizado no ICP-MS de Campinas foi de um bloco de 2 análises de zircões padrão e 1 branco seguido de 10 amostras desconhecidas. O zircão 91500 (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U em TIMS de 1065,4±0,6Ma; Wiedenbeck *et al.*, 1995) foi utilizado para cálculo das razões isotópicas das amostras desconhecidas, enquanto o

zircão Peixe (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 564 ± 4 Ma; cf. Dickinson & Gehrels, 2003) foram utilizados para monitorar a qualidade dos procedimentos de redução dos dados.

No Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Estadual de Campinas, os dados isotópicos foram reduzidos no aplicativo IOLITE (Paton *et al.*, 2010). A redução dos dados brutos envolve subtração do gás em branco seguido da correção do fracionamento *downhole*, comparado com o comportamento do zircão de referência 91500. Intervalos de tempo definidos pelo usuário são estabelecidos para o procedimento de correção de linha de base para cada isótopo. A correção do Pb comum é realizada, quando necessário, usando a versão 2014.10 do aplicativo VizualAge (Petrus & Kamber, 2012), o qual também foi utilizado para plotar os dados.

Foram priorizadas as áreas dos zircões com uma única zona de crescimento (núcleos) e evitou-se irregularidades morfológicas como fissuras e inclusões. Somente as idades mais concordantes, ou seja, aquelas com a diferença de menos de 10% entre os valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram utilizadas para determinar as possíveis populações de idades. Além desse critério também foram excluídos do grupo de análise zircões (i) com presença anômala de Pb comum, aferida pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 3000 e pela porcentagem de ^{206}Pb comum no total de Pb (f_{206}) acima de 1, e (ii) conteúdos anômalos de U, dados por valores desse elemento acima de $500\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$.

As idades de zircões detríticos de todas as amostras foram plotadas utilizando o estimador de densidade kernel (Vermeesch, 2012). Do total de grãos analisados para proveniência 616 estavam de acordo com os critérios acima estabelecidos. As tabelas com os dados das análises realizadas tanto no laboratório da UnB quanto da UNICAMP são apresentadas no Apêndice I.

RESULTADOS

As amostras DB-147A e DB-147B são quartzitos impuros, avermelhados, e exibem estruturas primárias como estratificação plano-paralela (Fig. 3.2A). Ocorrem sobre formações ferríferas pertencentes ao GBMN. No topo, estão em contato gradual com os quartzitos do Grupo Jacobina (Formação Serra da Paciência). No total, foram analisados 141 grãos, dos quais 127 apresentam <10% de discordância. Esses grãos mostram duas populações principais: (i) variando de 3260 Ma a 3330 Ma, com grão mais novo exibindo idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3240 ± 16 Ma, e outra que (ii) varia de 3370 Ma a 3480 Ma (Figs. 3.3A-B). Uma população mais antiga, com menos de 10 grãos mostra idades

por volta de 3550 Ma. Há um único zircão de idade 3618 ± 23 Ma ($\text{Th}/\text{U}=0.38$), que reflete a idade mais antiga para todo o conjunto de grãos analisados.

A amostra DB-150 é um quartzito (Fig. 3.2B) de aproximadamente 30m de espessura, em contato com xistos grafitosos intensamente sulfetados na base e com andaluzita xisto no topo (Fig. 3.2C). No total foram analisados 80 grãos, dos quais 50 são <10% discordantes. O intervalo de idades de 3260 Ma a 3570 Ma é semelhante às amostras DB-147A e B. Exibe uma população principal que varia de 3261Ma a 3340 Ma, com o zircão mais novo de 3261 ± 11 Ma. As outras duas populações, que perfazem cerca de 35% do total, tem pico em 3410 Ma e 3510 Ma.

As amostras DB-168A e DB-168B ocorrem ao longo do mesmo perfil da amostra DB-150 e estratigraficamente estão localizadas mais no topo, sobre uma camada de aproximadamente 50m de andaluzita xisto. Ambas são quartzitos (Fig. 3.2D) e estão intercalados com camadas menos espessas de andaluzita xisto e lentes de xisto grafitoso. Do total de 111 grãos, 87 são <10% discordantes. O intervalo de idades observado é de 3267 ± 13 Ma a 3608 ± 17 Ma, semelhante às demais amostras já apresentadas. A população principal varia de 3260 Ma a 3360 Ma, com zircão mais novo de 3267 ± 13 Ma (Figs. 3.3.B-C). A outra população varia de 3430 Ma a 3520 Ma. Há um único zircão de idade 3608 ± 17 Ma.

As amostras DB-99 e DB-100 (Fig. 3.2E) são quartzitos avermelhados e foram coletadas ao longo de um mesmo perfil a oeste de Pindobaçu. No total foram analisados 136 grãos em ambas as amostras, dos quais 91 são <10% discordantes. A amostra DB-99 possui população principal variando de 3260 Ma a 3340 Ma, com zircão mais jovem de 3257 ± 15 Ma. Apenas 8 zircões configuram uma população mais antiga com pico em 3420 Ma. A amostra DB-100 apresenta duas populações com frequência de zircões muito semelhantes: a primeira variando de 3230 Ma a 3290 Ma, com um grão mais jovem de 3168 ± 12 Ma, e a segunda variando de 3300 Ma a 3482 Ma, mostrando um pico de idades em 3375 Ma. Ambas amostras foram coletadas ao longo de um mesmo perfil a oeste da cidade de Pindobaçu.

A amostra PB-49 representa um quartzito avermelhado, coletado em um furo de sondagem, na profundidade de 494,8m, alocado próximo à cidade de Pindobaçu. Somente 30 grãos foram encontrados nessa amostra, sendo 23 com <10% de discordância. O grão mais jovem mostrou idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 2984 ± 10 Ma ($\text{Th}/\text{U}=0.27$), sendo essa a idade mais nova de todo o conjunto de grãos analisados. A população principal, formada por 15 grãos subeuédricos e com zoneamento bem definido, varia de 3270 Ma a 3412 Ma.

As amostras DB-106E1 e DB-106H2 fazem parte de um mesmo perfil na margem esquerda da BR-324, sentido Capim Grosso-Jacobina, próximo à cidade de Jacobina. A DB-106E1, mais na base, representa um quartzito com sulfeto disseminado, enquanto DB-106H2 representa um andaluzita xisto. A amostra DB-106E1, do total de 92 grãos, apresentou 54 cristais com <10% de discordância e uma única população representativa, que varia de 3220 Ma a 3320 Ma, com zircão mais novo de 3216 ± 15 Ma (Figs. 3.3.E-F). A amostra DB-106H2 apresentou apenas 17 grãos, dos quais 13 com <10% de discordância. Apesar do número reduzido de grãos para configurar a proveniência da amostra, a estreita variação nos resultados, de 3277 Ma a 3399 Ma, tem significado geológico no contexto onde foi coletada a amostra, principalmente por estar em contato gradual com a DB-106E1.

As amostras DB-18A, DB-101D, diferente das anteriores, localizam-se a sul da cidade de Jacobina (Fig. 3.1B). São quartzitos que ocorrem nas imediações da cidade de Mundo Novo e próximos do afloramento dos riolitos de 3,3 Ga. Aproximadamente 90% dos grãos, com características subeuédricos a subarredondados e com zoneamento oscilatório, são representados pela população com pico em 3260 Ma.

As amostras DB-167A e DB-167B também se localizam a sul da cidade de Jacobina, próximo ao município de Piritiba (Fig. 3.1B). Foram coletadas em afloramentos mapeados como Unidade Itapura, mas se assemelham às outras litologias que compõem o Complexo Saúde (Zincione et al., 2017 - submetido). São muscovita quartzitos (Fig. 3.2F), que diferentemente das demais amostras apresentam populações paleoproterozóicas e neoarqueanas. Do total de 111 grãos analisados, 58 são <10% discordantes. A população principal varia de 2100 Ma a 2270 Ma e representa 90% dos grãos (Figs. 3.3 G-H). O zircão mais novo dessa população possui idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 2092 ± 17 Ma. Apenas 5 grãos determinam uma população neoarqueana, variando de 2418 Ma a 2611 Ma (Figs. 3.3 G-H).

Em todas as amostras, a maioria dos grãos são sub-arredondados, variando de 100 μm a 200 μm (Fig. 3.4 A-G). Poucos grãos são subeuédricos e a presença de grãos quebrados e/ou fraturados é pequena. A coloração varia de rosado a amarelado, com raros translúcidos. As imagens de catodoluminescência mostram que os grãos apresentam em sua maioria zoneamento oscilatório (Fig. 3.4 A-G). A Tabela 3.1 resume as características das amostras analisadas. A Figura 3.4 A-G mostra as características dos grãos de zircão imageados por catodoluminescência e os pontos onde foram realizadas as análises.

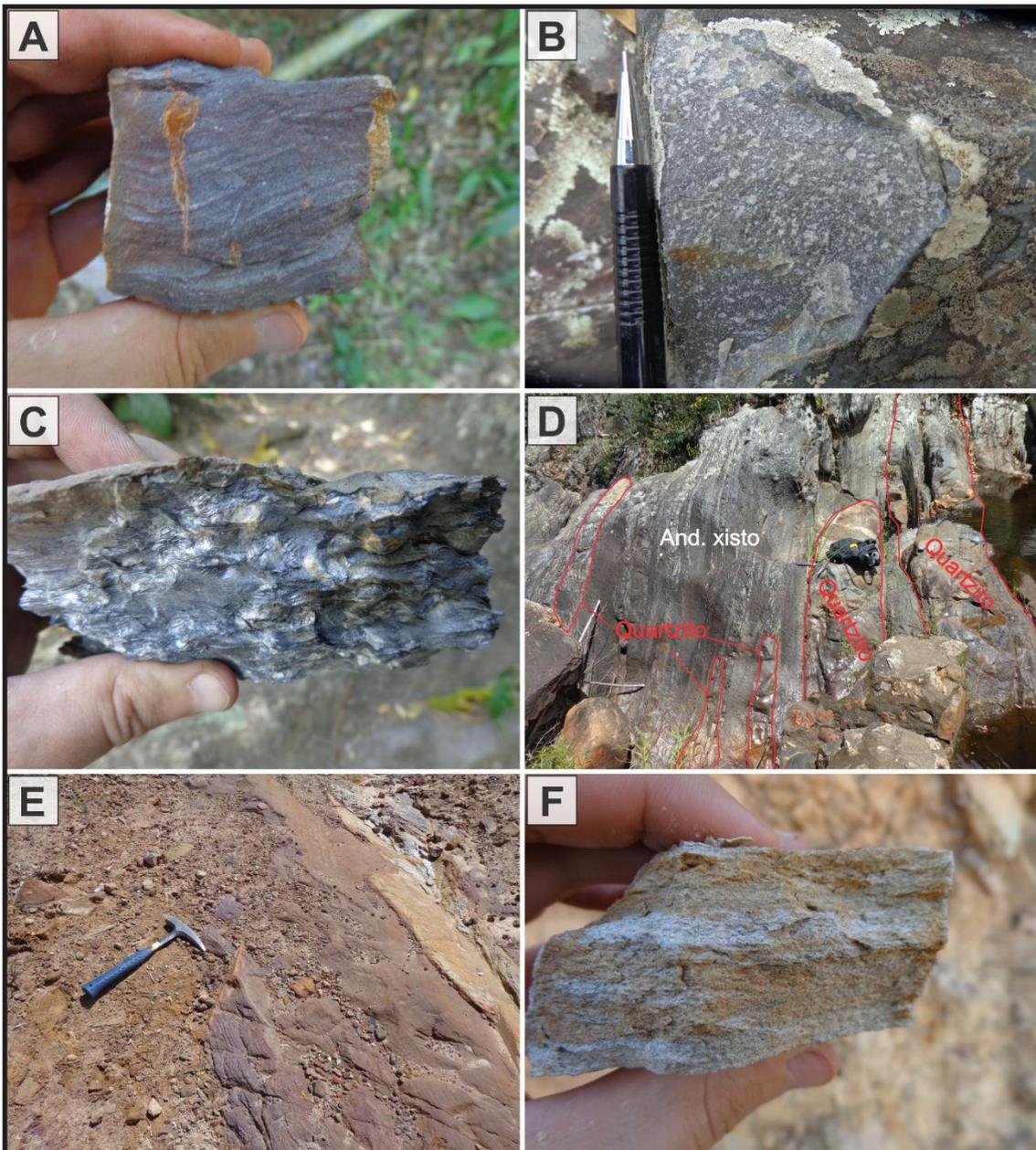


Figura 3.3 - Amostras das rochas metassedimentares pertencentes às unidades Mundo Novo e Itapura (A) DB-147B, quartzito avermelhado, sulfetado e com estratificação plano-paralela preservada, (B) DB-150, quartzito homogêneo, com sulfeto disseminado, (C) andaluzita xisto em contato com DB-150, (D) intercalação entre andaluzita xisto quartzito no perfil das amostras DB-168A e B, (E) DB-99, quartzito avermelhado, (F) muscovita quartzito, próximo a cidade de Piritiba, interpretado como parte da unidade Itapura.

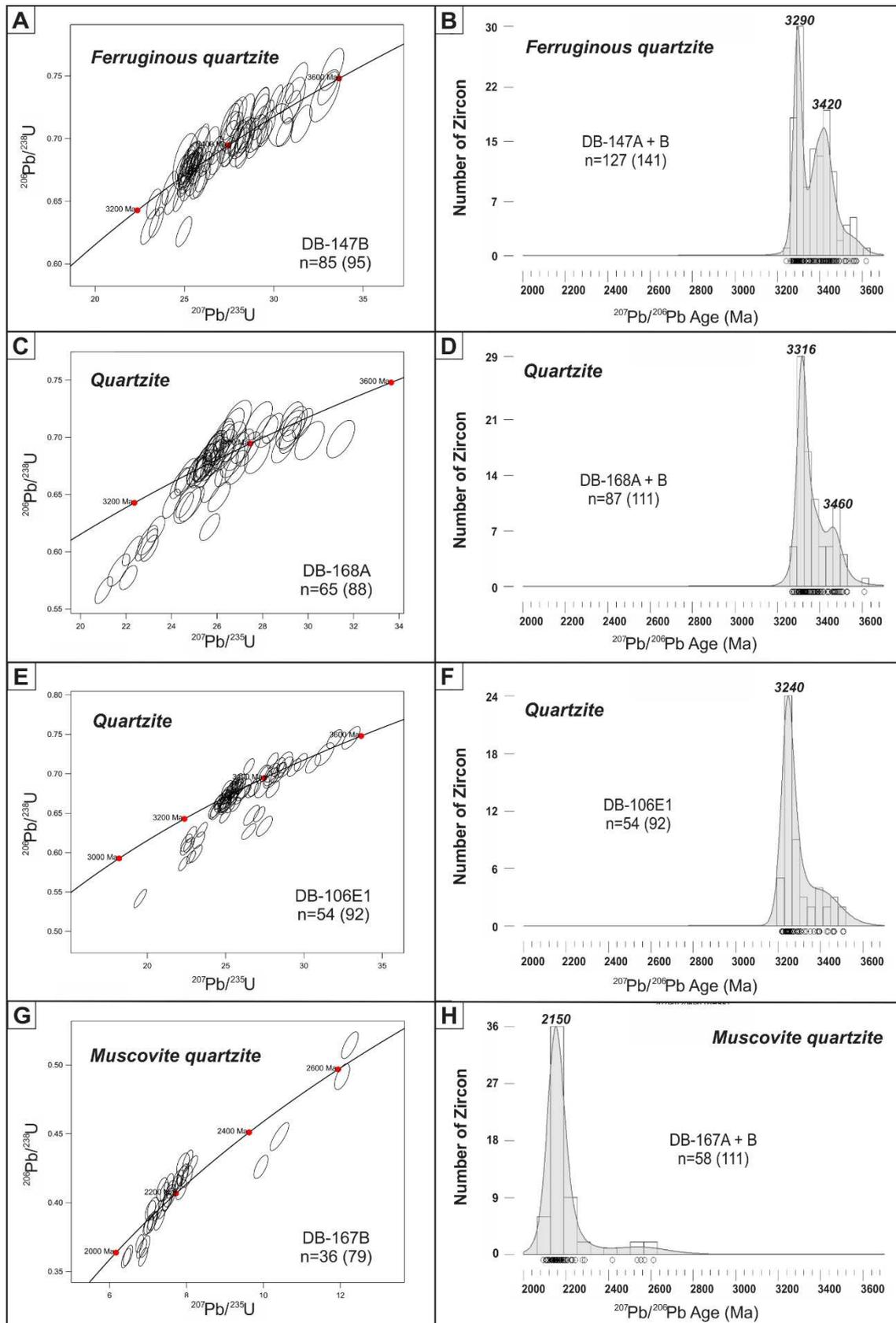


Figura 3.4 - Análises U-Pb de zircões detriticos das rochas metassedimentares interpretadas como parte do GBMN. São plotados nos diagramas concórdia e nos histogramas os grãos com menos de 10% de discordância. As amostras DB-167A e B apresentam predominantemente zircões paleoproterozóicos.

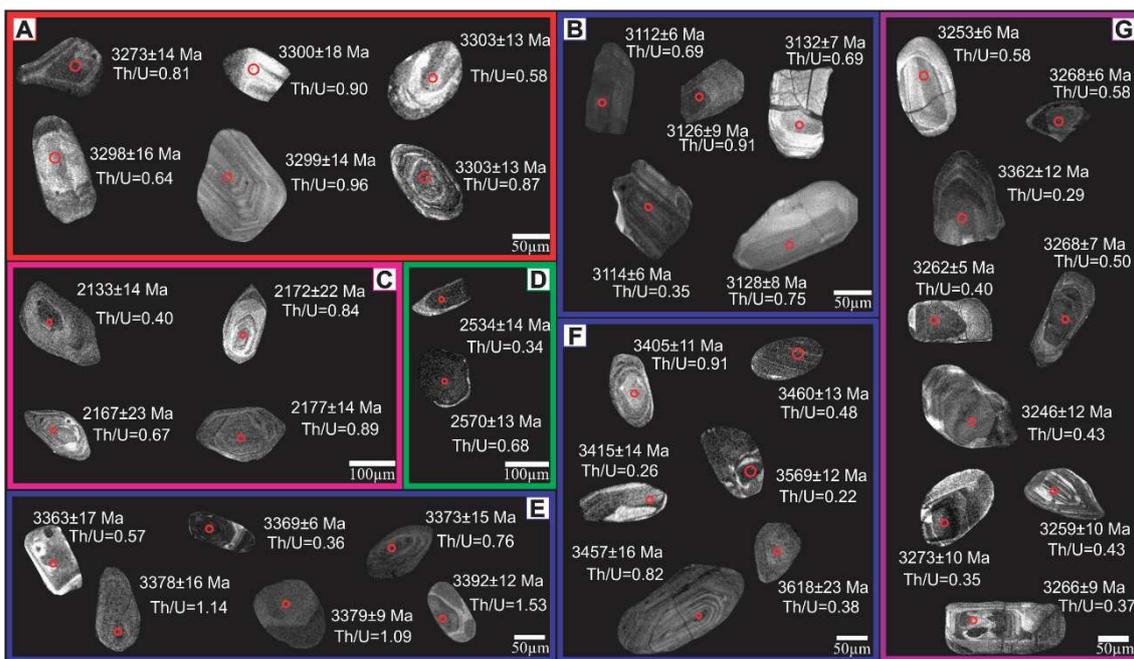


Figura 3.5 - Imagens de catodoluminescência dos grupos de zircões que definem as principais populações das amostras de rochas metassedimentares do GBMN. (a) população em torno de 3300 Ma (144 grãos); (b) população em torno de 3130 Ma (10 grãos); (c) população em torno de 2168 Ma (54 grãos); (d) população em torno de 2551 Ma (4 grãos); (e) população em torno de 3378 Ma (197 grãos); (f) população em torno de 3540 Ma (24 grãos); (g) população em torno de 3261 Ma (182 grãos). As cores em torno de cada grupo fazem referência às possíveis fontes desses grãos e são as mesmas cores utilizadas na Figura 3.5. Vermelho: riolitos de Mundo Novo; Azul: Bloco Gavião; Rosa: Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; Verde: Complexo São José do Jacuípe/Caraíba; Roxo: Bloco Gavião (fontes ainda não encontradas) ou Complexo Santa Bárbara (sul do cráton São Francisco).

DISCUSSÕES

Potenciais áreas-fonte

As datações U-Pb obtidas em zircões das amostras do GBMN mostram que a população mais nova (195 grãos) apresenta idade média de 3263 ± 10 Ma, que pode representar a idade máxima de deposição da bacia. Os três principais picos de idades (i) entre 3216 e 3292 Ma, (ii) entre 3293 e 3339 Ma e, (iii) entre 3392 e 3499 Ma, representam cerca de 70% do total de grãos analisados com <10% de discordância (Fig. 3.5). Esses resultados sugerem que as principais fontes para a sedimentação do GBMN foram os gnaisses do Bloco Gavião, os granitos e riolitos que compõem o sistema plutônico-vulcânico de ca 3,30 Ga, e possivelmente os gnaisses do Complexo Santa

Sample	Localization	Geologic unit	Rock type	Size (μm)	Colour	Zircon aspect	Maximum Deposition Age (Ma) ²
PB-49	N349448 / E8811500	Mundo Novo	reddish quartzite	> 100 μm	pinkish	prismatic to subrounded	3121 \pm 7
DB-99	N347574 / E8813163	Mundo Novo	reddish quartzite	> 100 μm	pinkish to brownish	rounded	3260 \pm 13
DB-100	N347821 / E8812967	Mundo Novo	reddish quartzite	> 100 μm	pinkish to brownish	subrounded	3246 \pm 9
DB-106E1	N339027 / E8760678	MN or SP Formation ¹	pure quartzite	> 100 μm	pinkish	prismatic to subrounded	3217 \pm 13
DB-106H2	N339027 / E8760678	MN or SP Formation ¹	andaluzite schist	> 100 μm	pinkish to yellowish	prismatic to subrounded	3283 \pm 9
DB-147A	N340500 / E8769494	Mundo Novo	yellowish quartzite	> 100 μm	pinkish to brownish	subrounded	3256 \pm 14
DB-147B	N340500 / E8769494	Mundo Novo	reddish quartzite	> 100 μm	pinkish to brownish	subrounded	3310 \pm 12
DB-150	N340897 / E8772384	MN or SP Formation ¹	pure quartzite	> 50 μm	pinkish to yellowish	prismatic to subrounded	3269 \pm 12
DB-168A	N340765 / E8772390	MN or SP Formation ¹	pure quartzite	> 150 μm	pinkish to brownish	subrounded	3271 \pm 13
DB-168B	N340765 / E8772390	MN or SP Formation ¹	pure quartzite	> 150 μm	pinkish to brownish	subrounded	3326 \pm 18
DB-101D	N338771 / E8688259	Mundo Novo	pure quartzite	> 150 μm	pinkish	prismatic to subrounded	3237 \pm 9
DB-18A	N337077 / E8684578	Mundo Novo	pure quartzite	> 200 μm	pinkish	prismatic to subrounded	3231 \pm 7
DB-167A	N333618 / E8707048	Itapura	muscovite quartzite	> 100 μm	pinkish to yellowish	prismatic to subrounded	2122 \pm 14
DB-167B	N333618 / E8707048	Itapura	muscovite quartzite	> 100 μm	pinkish to yellowish	prismatic to subrounded	2102 \pm 18

Bárbara (sul do Cráton São Francisco), ou de áreas ainda não identificadas, já que são raras as fontes entre 3200-3280 Ma no Bloco Gavião.

A população em torno de 3300 Ma (Fig. 3.5) tem como fonte provável os riolitos que ocorrem próximo à cidade de Mundo Novo e o Granito Boa Sorte (3292 \pm 3 Ma - Zincone *et al.*, 2016), representando mais de 95% dos grãos na amostra DB-101D (coletada próximo a Mundo Novo). Apesar da distância bem mais ao sul, o granitóide Aracatú (3325 \pm 10 - Peucat *et al.*, 2003), o domo Boa Vista (3328 \pm 3 Ma - Zincone *et al.*, 2016) e o riolito de Contendas (3303 \pm 11 Ma - Zincone *et al.*, 2016) também são possíveis fonte para esses os zircões de ca. 3,3 Ga.

A população em torno de 3378 Ma (81 grãos – Fig. 3.5) pode ser derivada (i) dos gnaisses TTG do domo Sete Voltas (3378 \pm 12 Ma – Martin *et al.*, 1997), (ii) dos gnaisses TTG do domo Boa Vista-Mata Verde (3354 \pm 5 Ma – Nutman & Cordani, 1993), (iii) do granitóide Bernarda (3377 \pm 7 Ma – Peucat *et al.*, 2003) ou (iv) dos ortognaisses tonalíticos que são embasamento do *greenstone belt* Guajeru (3361 \pm 7 Ma – Lopes, 2002).

Tabela 3.1 - Características das amostras e dos zircões das unidades clásticas do GBMN.

¹MN – Mundo Novo; SP – Serra da Paciência Formation

²Average of the 3 young zircons that determine a population.

A população mais antiga que 3400 Ma (Fig. 3.5) pode ser representada pelos tonalitos do domo Sete Voltas (3403±5 Ma - Nutman & Cordani, 1993; Guitreau *et al.*, 2012) e pelos granitos do embasamento do *greenstone belt* Ibitira-Ubiracaba (3406±15 Ma - Barbosa & Cruz, 2011). Além disso, a ocorrência de zircões mais antigos que 3500 Ma (3618±23 Ma é o grão mais antigo registrado nesse trabalho) abre espaço para encontrar fragmentos de crosta mais antiga do que os já reconhecidos até o momento. Além disso, mostra que partes do Cráton São Francisco devem ser tão antigas quanto os crátons Kaapvaal e Zimbábue (Compston & Kröner, 1988; Wilson *et al.*, 1995).

A população em torno de 3130 Ma, representada por apenas 7 zircões, tem fontes raras no cráton. Na parte norte do CSF existem o granodiorito Lagoa do Morro (3184±6 Ma – Nutman & Cordani, 1993) e o Complexo Santa Isabel (ca.3000 Ma – Barbosa *et al.*, 2013). Na parte sul do CSF ocorre apenas o sill anortosítico que integra o *greenstone belt* Piumhi (3116±10 Ma - Machado *et al.*, 1989).

Existem cerca de 180 grãos, com <10% de discordância, que configuram uma população com idades entre 3216 e 3288 Ma. Embora os ortognaisses do sul do cráton sejam distantes, não é descartada a possibilidade da contribuição de fontes como os TTGs do Complexo Santa Bárbara (3212±9 Ma - Lana *et al.*, 2013) e do Complexo Bonfim (ca. 3280 Ma - Machado & Carneiro, 1992). A amostra DB-18A, por exemplo, possui cerca de 95% dos grãos nesse intervalo de idades. Na área do Bloco Gavião, as fontes dessas idades se restringem, até o momento, ao granito Boa Sorte (3292 ± 3 Ma – Zincone *et al.*, 2016), ao gnaisse TTG Gavião (3200±15 Ma - Cordani *et al.*, 1997) e ao gnaisse Piripá (3200±11 - Bastos Leal, 1998). O maior detalhamento das rochas do Bloco Gavião, particularmente nos Complexos Lençóis e Mairi, pode revelar fontes ígneas dessa faixa de idade.

A hipótese de contribuição de fontes distantes também ocorre no caso do Grupo Maquiné, formação de topo do *greenstone belt* Rio das Velhas, no qual a abundante ocorrência de zircões entre 3300-3600 Ma permite inferir a contribuição de fontes do Bloco Gavião, ou a existência de fragmentos de crosta mais antigos do que aqueles descritos até o momento na região (Moreira *et al.*, 2016).

Os muscovita quartzitos DB 167A e B, que apresentam zircões de idades paleoproterozóicas (entre 2100-2270 Ma) e neoarqueanas (entre 2418-2611 Ma), são interpretados nesse trabalho como pertencentes ao Complexo Saúde (Fig. 3.5), sendo que a erosão diferencial (ou a tectônica paleoproterozóica) deve ter desmembrado espacialmente essa área do restante da área de exposição do Complexo Saúde. As

principais fontes que contribuíram com clastos para o Complexo Saúde foram as rochas do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Fig. 3.5), incluindo os Complexos Caraíba (2574±6 Ma - Oliveira *et al.*, 2010) e São José do Jacuípe (ca.2600 Ma - Oliveira *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 1997), o que já fora reportado por Zincone *et al.* (2017 - submetido).

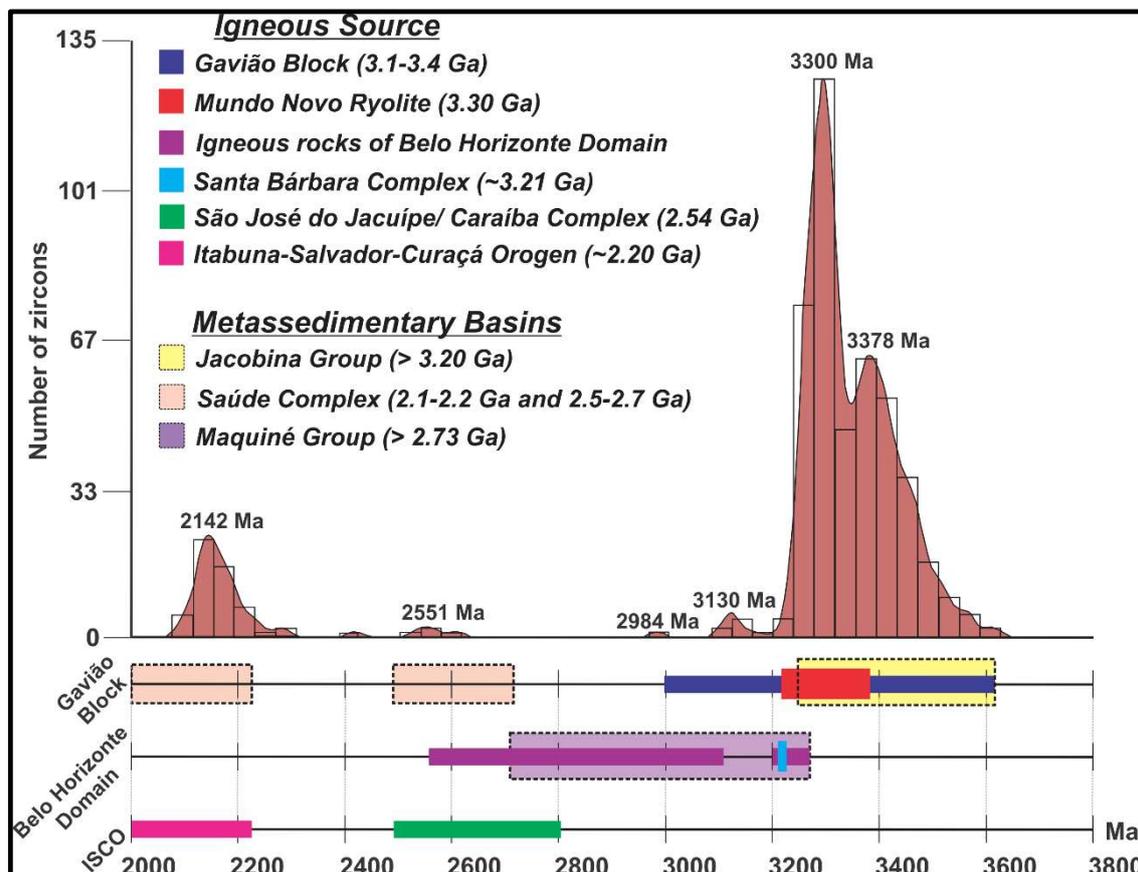


Figura 3.6 - Histograma com a distribuição das idades (<10% de discordância) das 14 amostras de rochas metassedimentares analisadas e a correlação com as possíveis fontes do cráton São Francisco. A frequência das idades foi plotada utilizando o estimador de densidade Kernel (Vermeesch, 2012).

Correlação Estratigráfica e Implicação Geotectônica

As rochas sedimentares do GBMN da apresentam a mesma proveniência e o metamorfismo de baixo grau das formações do Grupo Jacobina, indicando que as fontes disponíveis para contribuir com clastos eram similares em idade durante a sedimentação das duas bacias.

As amostras DB-168A, DB-168B e DB-150 são quartzitos que estão intercalados com andaluzita xisto. O mesmo ocorre com as amostras DB-106E1 (quartzito) e DB-106H2 (andaluzita xisto). Essa intercalação foi descrita como característica da Formação

Serra da Paciência, e representa o último estágio de sedimentação da Bacia Jacobina em ambiente de plataforma rasa (Pearson *et al.*, 2005). No entanto, não foram observadas estruturas, como falhas ou paraconformidades, no contato entre esse conjunto de rochas e os xistos grafitosos na base, os quais fazem parte da Unidade Mundo Novo. No caso de falhas, essas poderiam representar o imbricamento tectônico entre o GBMN e a Bacia Jacobina. Já a paraconformidade representaria um possível hiato deposicional entre as duas bacias.

Diante disso, abre-se duas possibilidades para a interpretação da relação genética entre a o GBMN e a Bacia Jacobina: (i) sedimentos do GBMN e do Grupo Jacobina foram depositados em uma mesma bacia em ambiente transicional (fluvial e marinho), ou (ii) a Formação Serra da Paciência pode fazer parte das unidades clásticas do GBMN e não da Bacia Jacobina. Contudo, a segunda hipótese carece de informações de campo para ser corroborada.

A inexistência de populações de zircões mais novos que 3200 Ma, tanto nas unidades clásticas do GBMN, como em todas as formações do Grupo Jacobina, somado à ocorrência de pirita detrítica e uraninita na Formação Serra do Córrego (base da Bacia Jacobina) e de intensa sulfetação nos xistos grafitosos do GBMN, permitem sugerir que o GBMN e a Bacia Jacobina foram depositados sob condições anóxicas (e.g. Teles *et al.*, 2015; Pearson *et al.*, 2005).

A composição essencialmente quartzosa dos litotipos dessas sequências mostra a severa capacidade de intemperismo e lixiviação numa atmosfera mais quente e com maior pressão de CO₂, condições essas comuns no Arqueano (e.g. Frimmel, 2005; Hessler & Lowe, 2006). Tais características são observadas em outras bacias arqueanas como a de Witwatersrand e Moddies Group (Hessler & Lowe, 2006; Henrich, 2015). Contudo, mesmo com essas evidências, a idade de deposição do GBMN e da Bacia Jacobina permanece em discussão, uma vez que a única rocha ígnea que trunca a sequência é o Granito Campo Formoso (1969±29 Ma – Sabaté *et al.*, 1990). O intervalo de ca. 1 Ga entre a fonte mais nova de clastos do GBMN e o Granito Campo Formoso torna inconclusiva a idade de deposição de ambas as bacias. A ocorrência de pirita detrítica e uraninita sugere deposição pré-GOE, i.e. antes de ca. 2,33 Ga (Luo *et al.*, 2016). Porém, essa informação somada a proveniência mais antiga que 3200 Ma da Bacia Jacobina e das unidades clásticas do GBMN ainda não é determinante para caracterizar a deposição como arqueana, tal como sugere Teles *et al.* (2015).

Em função da transição gradual, sem evidência de contato tectônico ou imbricamento, entre os quartzitos intercalados com andaluzita xisto e xistos grafitosos intensamente sulfetados, pertencentes ao GBMN, e os quartzitos puros da Formação Serra da Paciência do Grupo Jacobina, propomos que esse conjunto de rochas faça parte de uma mesma bacia, que apresenta características de sedimentação gradando de fluvial a marinho. Assim, as unidades sedimentares do GBMN teriam sido depositadas em ambiente subaquático com baixa atividade de O₂ (e com contribuição vulcanogênica?), próximo a um paleocontinente arqueano (Bloco Gavião). A sedimentação da Bacia Jacobina teria ocorrido predominantemente em ambiente fluvial, gradando para uma plataforma marinha com influência de ondas. Isso explica a transição gradual entre os quartzitos ferruginosos de topo do GBMN e os quartzitos puros da Formação Serra da Paciência (topo da Bacia Jacobina).

A intercalação entre quartzitos e andaluzita xistos pode ser explicada pela variação no nível do mar. Em períodos de transgressão há maior sedimentação de argilas, que constituem hoje camadas de andaluzita xistos. Em períodos de regressão há maior contribuição de sedimentos mais grossos que constituem as camadas de quartzitos. Os xistos grafitosos intensamente sulfetados podem representar períodos de atividade hidrotermal subaquática mais intensa ou deposição de matéria orgânica em ambiente anóxico, onde não é oxidada.

A Unidade Itapura, definida por Loureiro (1991) como a parte puramente clástica do GBMN, tem como principal área de exposição as imediações da cidade de Piritiba, onde foram coletadas as amostras DB-167A e DB-167B. Diante da similaridade litológica entre as rochas que compõem parte do Complexo Saúde e a formação Itapura, assim como as semelhantes populações de zircões detríticos, com proveniência essencialmente paleoproterozóica, consideramos que a inclusão dessa formação no GBMN não deva mais ser adotada, já que seus litotipos fazem parte de uma bacia mais jovem. Assim, a Unidade Mundo Novo (Loureiro, 1991), composta por rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, com intercalação de formações ferríferas, andaluzita xistos, filitos, metapelitos e quartzitos, sozinha é capaz de compartimentar toda a sequência do GBMN.

CONCLUSÕES

As principais conclusões desse trabalho são resumidas a seguir

- O intervalo de idades da proveniência das rochas metassedimentares do GBMN e do Grupo Jacobina são rigorosamente os mesmos, ambos não apresentando populações mais jovens que 3200 Ma, o que mostra que a sedimentação de ambos teve contribuição apenas de fontes arqueanas.
- A proveniência das rochas metassedimentares clásticas das unidades superiores do GBMN (~3,21-3,58 Ga), assim como das formações do Grupo Jacobina (~3,2-3,5 Ga – Teles *et al.*, 2015), mostra como principais fontes os ortognaisses félsicos e o sistema plutônico-vulcânico intraplaca do Bloco Gavião.
- A intercalação de quartzitos com xistos grafitosos e andaluzita xistos reflete deposição subaquática com períodos de variação do nível da água do mar e sugere uma deposição contínua entre as rochas que compõem o GBMN e a Bacia Jacobina.
- A sedimentação do GBMN e da Bacia Jacobina deve ter sido contemporânea e ocorreu na transição entre um ambiente marinho (anóxico?) e um ambiente fluvial com intenso lixiviamento, característico das condições da atmosfera pré-GOE (e.g. Hessler & Lowe, 2006).
- A população principal de ca. 2,1 Ga para os muscovita quartzitos próximos de Piritiba é semelhante a proveniência do Complexo Saúde (Zincone *et al.*, 2017 – submetido). Assim, propomos que os litotipos da Unidade Itapura, definida por Loureiro (1991), fazem parte do Complexo Saúde e não do GBMN. Desta maneira, com intuito de simplificar a nomenclatura sugerimos que o termo Unidade Itapura não seja mais utilizado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. *In: Simpósio sobre o cráton do São Francisco. Reunião Preparatória. Salvador, 1993, SBG/SGM/CNPq*, p. 45-62.
- Ancelmi M.F., Santo T.J.S., Amaral W.S., Fuck R.A., Dantas E.L., Zincone S.A. 2015. Provenance of metasedimentary rocks from the Ceara Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: implications for the significance of associated retrograded eclogites. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 82-99.
- Arcanjo J.B.A., Couto P.A. 1978. Anomalias de cromo e níquel associadas ao complexo máfico-ultramáfico de Brejo dos Paulos (Ba). *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SGB, Anais*, **5**: 1960–1968.
- Baldim M.R., Oliveira E.P. 2016. Anatomy of the Alto Alegre gneiss dome, São Francisco Craton, Brazil: A geological record of transpression along a Palaeoproterozoic arc-continent collision zone. *Precambrian Research*, **286**: 250-268.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil. An expression of Archean Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D., Vidal P. (eds.), Granulites and Crustal Evolution, NATO ASI series. Serie C*, **311**: 195–221.
- Barbosa J.S.F., Cruz S.C. P. 2011. Evolução tectônica para o domínio oeste e sudeste do Bloco Gavião, Bahia. *In: Anais do VII Internacional Symposium on Tectonics, Campinas*.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of the four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74(2)**: 343-359.
- Barbosa N.S., Teixeira W., Leal L.R.B., Leal A.B.M. 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Geologia USP, Série Científica*, **13(4)**: 63-88.
- Barbosa J.S.F., Cruz S.P., Souza J.S. 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Gomes L.C.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds). Geologia da Bahia, pesquisa e atualização. CBPM, Salvador, v.1*.
- Barbosa J. F. S., Peucat J. J., Martin H., da Silva F. A., de Moraes A. M., Corrêa-Gomes L. C., Sabaté P., Marinho M.M., Fanning C. M. 2008. Petrogenesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Palaeoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **167(1)**: 35-52.
- Barbosa, J.S.F., Martin, H., Peucat, J.J., 2004. Paleoproterozoic dome forming structures related to granulite facies metamorphism. Jequié Block, Bahia, Brasil: petrogenetic approaches. *Precambrian Research*, **135**: 105–131.
- Barbuena, D., Oliveira, E.P., Zincone, S.A., 2016. Estudos de proveniência dos quartzitos do greenstone belt Mundo Novo (BA) e implicações tectono-estratigráficas. *In: Anais 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre*.
- Bastos Leal, L.R., 1998. Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/Sr, Sm-Nd e K/Ar dos terrenos granito-greenstone do Bloco Gavião: implicações para a evolução arqueana e paleoproterozóica do Cráton São Francisco, Brasil. PhD. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178p.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81(1)**: 99-114.
- Campos J.C.S., Carneiro M.A., Basei M.A.S. 2003. U-Pb evidence for late neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brasil). *Anuário da Academia Brasileira de Ciências*, **75**: 497-511.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**: 875-878.
- Compston W., Kröner A. 1988. Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth Planetary Science Letters*, **87**: 13-28.
- Cordani U.G., Iyer S.S. 1979. Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrains of Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **9(3-4)**: 255-274.
- Cordani U.G., Sato K., Coutinho J.M., Nutman A. 1997. Geochronological Interpretation in areas with complex evolution: The case of Piripá, central-southern Bahia, Brazil. *In: I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, Extended Abstracts*, 85-87.

- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimaraes J.T., Melo R.C. 1978. Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica, relatório final, Salvador. CPRM, Convênio DNPM-CPRM, 12 v.
- Cox R. A. 2003. Morphological, chemical, and geochronological techniques for characterizing detrital zircon. *In: Lentz D.R. (ed.). Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Geological Association of Canada, GeoText, 4: 105-120.*
- Cunha J.C., Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F. 2012. Greenstone belts e sequências similares. *In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Gomes L.C.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (eds). Geologia da Bahia, pesquisa e atualização. CBPM, Salvador, v.1.*
- D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Tohver E., Janikian L., Teixeira W., Hall C. 2011. Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the high-grade metamorphic rocks of the Jequié block, São Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. *Precambrian Research, 185: 183-201.*
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, p. 227-334.*
- Dickinson W., Gehrels G., 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications. *Sedimentary Geology, 163: 29-66.*
- Dorr II J.V.N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS/DNPM, Washington Prof. Paper 641-A, 110 p.
- Frimmel H.E. 2005. Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Science Reviews, 70: 1-46.*
- Griffon J.C. 1967. Apresentação do mapa geológico (1/100 000) da parte central da Serra de Jacobina (Bahia). Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo das comunicações. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, **26: 33-34.**
- Grisolia M.F.P., Oliveira E.P. 2012. Sediment provenance in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil, indicates deposition on arc settings with a hidden 2.17-2.25 Ga substrate. *Journal of South American Earth Sciences, 38: 89-109.* doi:10.1016/j.jsames.2012.06.004.
- Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S. J., Albarède F. 2012. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters, 337-338: 211-223.*
- Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. *In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (eds) The São Francisco Craton and Its Margins - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing, pp. 3-13.* doi: 10.1007/978-3-319-01715-0_1
- Henrich C.A. 2015. Witwatersrand gold deposits formed by volcanic rain, anoxic rivers and Archaean life. *Nature Geoscience, 8: 206-209.*
- Hessler A.M., Lowe D.R. 2006. Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research, 151:185-210.*
- Holland H.D. 1984. Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton University Press, Princeton, 582 p.
- 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 (1-2): 47-69.*
- Jordan H. 1972. Die Minas Gruppe in Nordest-Bahia, Brasilien. *Geologische Rundschau, 61(2): 441-469.*
- Jordan H. 1971. The late Precambrian synclinorium of Curaçá Brasil. *Geologische Jahrbuch, 88: 617-628.*
- Lana C., Alkmim F.F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research, 231: 157-173.*
- Ledru P., Milési J.P., Johan V., Sabaté P., Maluski H. 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina basin (São Francisco province Brazil). *Precambrian Research, 86: 155-176.*
- Leite C.M.M., Barbosa J.S.F., Nicollet C., Sabaté P. 2007. Evolução metamórfica/metassomática paleoproterozóica do Complexo Saúde, da Bacia Jacobina e de leucogranitos peraluminosos na parte norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências, 37(4): 777-797.*
- Leo G.W., Cox D.P., Carvalho J.P.P. 1964. Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, DGM, Boletim 209, 87p.
- Lopes G. A. C. 2002. Projeto Guajeru. Salvador, Geological Survey of Brazil-SGB/CPRM.

- Loureiro H.S.C., Santos R.A. 1991. Estratigrafia: Folha Mundo Novo. In: Loureiro H.S.C. (org.), Mundo Novo, folha SC. 24 Y D IV: Estado da Bahia, texto explicativo. Brasília: DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). Convênio DNPM-CPRM, p. 18–21.
- Luo G., Ono S., Beukes N.J., Wang D.T., Xie S., Summons R.E. 2016. Rapid oxygenation of Earth's atmosphere 2.33 billion years ago. *Science Advances* 2, e1600134. doi: 10.1126/sciadv.1600134.
- Machado N., Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectonic-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2341-2346.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 259–276.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern Sao Francisco Craton. *Brazilian Geological Society Bulletin*, **104**: 1221-1227.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Anais do 5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 1-4.
- Martin L.A.J., Duchêne S., Deloule E., Vanderhaeghe O. 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth and Planetary Science Letters*, **267**: 161–174.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Mascarenhas J.F. 1976. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. In: Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, **4**:25-49.
- Mascarenhas J.F. 1969. Estudo geológico da parte norte da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, **18(1)**: 3–21.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.5, 32p.
- Mascarenhas J.F., Ledru P., Souza S.L., Conceição Filho V.M., Melo L.F.A., Lorenzo C.L. Milési J.P. 1998. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n.13, 55p.
- Mascarenhas J.F., Guimarães J.T., Moraes L.C., Queiroz C.J.A., Marinho M.M., Neves J.P. 1975. Projeto Bahia: geologia da folha Senhor do Bonfim, relatório final, Salvador, CPRM, v.5.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Griffon J.C. 1992. Contribuição à geologia do Grupo Jacobina, região Jacobina/Pindobaçu. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, São Paulo, **2**: 141-142.
- Mello E.F., Xavier R.P., McNaughton N.J., Hagemann S.G., Fletcher I., Snee L. 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralisation in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Mineralium Deposita*, **40**: 849-866.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. 1995. Mapa geológico (1:250.000), folha Serrinha SC.24-Y-D, Estado da Bahia, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Salvador.
- Moreira H., Lana C., Nalini H.A. 2016. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **275**:84-99.
- Mougeot R. 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au, ±U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). Thèse de l'Université de Montpellier II, 306 p.
- Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **163**: 179-188.
- Oliveira E.P., Silveira E.M., Söderlund U., Ernst R., McNaughton N., Leal A. 2011a. Precise New U–Pb ages of Precambrian Mafic Dykes and Sills from the São Francisco Craton, Brazil, and their tectonic and metallogenetic implications. In: Proceedings of Gondwana 14 Conference, Buzios, Brazil, 25–30 September 2011, Abstracts p. 43.
- Oliveira E. P., Souza Z. S., McNaughton N. J., Lafon J-M., Costa F. G., Figueiredo A. M. 2011b. The Rio Capim Volcanic-Plutonic-Sedimentary Belt, São Francisco Craton, Brazil: Geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continental collision. *Gondwana Research*, **19**: 735–750. doi:10.1016/j.gr.2010.06.005.

- Oliveira E. P., Windley B. F., McNaughton N., Pimentel M., Fletcher I. R. 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador–Curacá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, **128**: 143–165.
- Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R. 2010. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna Salvador Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society*, London, Special Publications, **338**: 263-286. Doi:10.1144/SP338.13.
- Oliveira, E.P., Mello, E.F., MacNaughton, N.J., 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Journal of South American Earth Science*, **15**: 284–298. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00039-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00039-1).
- Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M., Greig A., Mass R. 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics and Geosystem*, **11**, Q0AA06.
- Pearson, W., Macêdo, P.M., Rúbio, A., Lorenzo, C.L., Karpeta, P., 2005. Geology and gold mineralization of the Jacobina Mine and Bahia Gold Belt, Bahia, Brazil and comparison to Tarkwa and Witwatersrand. *In: Proceedings of Geological Society of Nevada Symposium, Reno, Nevada*, **1**: 757–786.
- Petrus J.A., Kamber B.S. 2012. VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U–Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **36**: 247-270.
- Peucat J.J., Santos Pinto M., Martin H., Barbosa J.S., Fanning M.C. 2003. SHRIMP U/Pb zircon ages up to 3.4–3.5 Ga in Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short Papers*, 252–255.
- Peucat J.J. Mascarenhas J.F., Barbosa J.S., Souza F.S., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 363–373.
- Rios D.C., Davis D.W., Conceição H., Davis W.J., Rosa M.L.S., Dickin A.P. 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane NE Bahia, Brazil constrained by U–Pb single zircon geochronology, Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 175–201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2008.10.001>.
- Robb L.J., Meyer F.M. 1995. The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, **10(2)**:67-94.
- Rollinson H.R. 2014. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Routledge, 352 p.
- Romano R., Lana C., Alkmim F.F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the Southern São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived and episodic period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, **224**: 143-159.
- Roig H.L., Moya M.M., Aron P. 1992. Ocorrências de ouro na região de Pindobaçu, Bahia. *In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de resumos expandidos, SBG, São Paulo*, **1**: 235–236.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Scheller T., Martin H., BastosLeal L.R. 2001. Idades Pb–Pb e assinatura isotópica Rb–Sr e Sm–Nd do magmatismo sienítico paleoproterozóico no sul do Cinturão Móvel Salvador Curacá: Maciço Sienítico de São Felix. Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(3)**: 390–400.
- Sabaté P. 1991. Évolution transamazonienne et structures de collision dans le craton São Francisco (Bahia, Brazil). *In: Evolution crustale du Proterozoïque inférieur, Afrique de l'ouest et Amérique du Sud*.
- Sampaio A.R., Santos R.A., Rocha A.J.D., Guimarães J.T. 1998. Mapa geológico da folha Jacobina, SC.24-Y-C. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Salvador.
- Santos-Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Barbosa J.S.F., Fanning C.M., Cocherie A., Paquette J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *Journal of South American Earth Science*, **40**: 129-142.
- Seixas S.R.M., Loureiro H.S.C., Azevedo R.R. 1980. Projeto Mundo Novo. Relatório de Progresso. CPRM, Salvador, 3 v.
- Seixas S.R.M., Marinho M.M., Moraes Filho O. 1975. Projeto Bahia II: Geologia das folhas Serrinha e Itaberaba. Relatório Final, CPRM, Salvador, 6 v.

- Silva L.C. da, Armstrong R., Baltazar O.F., Santos L.D., Silva R.N., Moura D.B., Lombello J.C., Santos E.A.M. 2012. Geocronologia e evolução petrocronológica em gnaisses arqueano-paleoproterozóicos no âmbito do Projeto Campo das Vertentes, Domínio Belo Horizonte do CSF. Relatório Interno No.1. Cooperação Técnica SGB/CODEMIG-Australian National University-ANU: Geocronologia U-Pb SHRIMP em apoio ao Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. 1: 1.000.000, p. 1-17.
- Silva L.C., Armstrong R., Delgado, I.M., Pimentel M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: Limite centro-oriental do Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **32(4)**: 501-512.
- Silva L.C. da., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher J.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. *In: 2th International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador. Extended Abstract and Program, p. 282-283.
- Souza S.L., Garrido I.A.A., Oliveira N.S., Fróes R.J.B. 2002. Projeto Greenstone belt Mundo Novo: escala 1:100.000. Estudos Geológicos Regionais, v.1, CBPM, Salvador.
- Souza S.L., Mascarenhas J.F., Moraes A.M.V. 1996. Geologia do "greenstone belt" Mundo Novo, Bahia. *In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 1: 103-106.
- Spaggiari C.V., Kirkland C.L., Smithies R.H., Wingate M.T.D., Belusova E.A. 2015. Transformation of an Archean craton margin during Proterozoic basin formation and magmatism: The Albany–Fraser Orogen, Western Australia. *Precambrian Research*, **266**: 440-466.
- Sugitani K., Yamashita F., Nagaoka T., Yamamoto K., Minami M., Mimura K., Suzuki K. 2006. Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration. *Precambrian Research*, **147**: 124-147.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Teixeira W., Oliveira E.P., Soares L. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. *In: M. Heilbron, U. Cordani, F. Alkmim (eds) The São Francisco Craton and Its Margins - Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing*, pp. 29-56. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0_3.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.A., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**: 151–164.
- Teles G., Chemale Jr. F., Oliveira C.G. 2015. Paleoarchean record of the detrital pyrite-bearing, Jacobina Au–U deposits, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **256**: 289-313.
- Topitsch W.M. 1993. Geoquímica e petrologia dos ultramafitos e mafitos da serra de Jacobina/Bahia: Komatiítos, basaltos de alto Mg e toleítos numa bacia oceânica intracontinental. *In: 2º Simpósio sobre o cráton São Francisco*, Salvador, SBG, p. 109-111.
- Vermeesch P. 2012. On the visualization of detrital age distributions. *Chemical Geology*, **312-313**: 190-194.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**: 1-23.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4Gyr ago. *Nature*, **409**:175-178.
- Wilson J.F, Nesbitt R.W., Fanning C.M. 1995. Zircon geochronology of Archean felsic sequences in the Zimbabwe craton: a revision of greenstone stratigraphy and a model for crustal growth. *In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.). Early Precambrian Process, Geological Society Special Publications*, **95**:109-126.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2401-2416.
- Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O., Zhang H., Zhai M. 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic–plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos*, **266-267**:414-434.
- Zincone S.A., Barbuena D., Oliveira E.P., Baldim M. 2017. A Paleoproterozoic foreland basin and a Paleoarchean intracontinental rift sequence at the northern sector of the São Francisco Craton, Brazil: evidences from detrital zircon U-Pb geochronology of the Saúde Complex. *Submitted*.

APÊNDICE I

Tabela 4.1 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-147A quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			207Pb/235U	1σ	1σ %	206Pb/238U	1σ	1σ %	Rho	207Pb/206Pb	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U		2σ
DB147A_1	0,07	62	2	37	1	63	2	0,60	26300	28,120	0,520	1,85	0,6970	0,0150	2,15	1,16	3421	15	3379	55	3410	18	99
DB147A_2	0,03	146	6	146	5	192	7	1,00	61750	25,450	0,340	1,34	0,6750	0,0100	1,48	1,11	3302	11	3318	39	3319	13	100
DB147A_3	0,10	43	2	52	2	75	3	1,22	18900	27,700	0,510	1,84	0,6970	0,0140	2,01	1,09	3395	14	3394	51	3404	18	100
DB147A_4	0,06	74	3	90	2	127	4	1,21	31650	25,520	0,360	1,41	0,6660	0,0110	1,65	1,17	3334	13	3286	41	3325	14	99
DB147A_5	0,02	183	7	180	6	250	9	0,98	80400	25,420	0,340	1,34	0,6814	0,0099	1,45	1,09	3285	11	3352	38	3322	13	102
DB147A_6	0,04	106	4	111	4	110	5	1,05	42250	21,570	0,310	1,44	0,5929	0,0090	1,52	1,06	3270	12	2995	36	3164	14	92
DB147A_7	0,07	56	3	73	3	101	5	1,30	26900	30,140	0,400	1,33	0,7270	0,0110	1,51	1,14	3456	11	3525	39	3490	13	102
DB147A_8	0,02	193	5	181	4	238	6	0,94	86150	25,220	0,370	1,47	0,6760	0,0120	1,78	1,21	3299	12	3326	46	3315	14	101
DB147A_9	0,05	77	3	50	1	61	2	0,64	35100	25,550	0,340	1,33	0,6802	0,0096	1,41	1,06	3293	11	3348	36	3327	13	102
DB147A_10	0,05	78	3	40	1	61	2	0,51	35650	25,150	0,370	1,47	0,6680	0,0110	1,65	1,12	3317	13	3294	42	3310	15	99
DB147A_11	0,04	111	3	98	2	143	4	0,88	51100	24,780	0,320	1,29	0,6634	0,0094	1,42	1,10	3291	12	3274	36	3296	13	99
DB147A_12	0,04	102	3	88	2	116	3	0,86	50300	25,460	0,420	1,65	0,6740	0,0120	1,78	1,08	3301	13	3312	44	3323	16	100
DB147A_13	0,08	53	4	68	5	103	9	1,29	24600	27,480	0,440	1,60	0,7010	0,0130	1,85	1,16	3397	15	3422	50	3394	16	101
DB147A_14	0,02	215	7	162	3	226	6	0,75	104900	28,170	0,330	1,17	0,7032	0,0093	1,32	1,13	3396	9	3434	35	3424	12	101
DB147A_15	0,59	7	0	7	0	10	1	1,08	3185	26,010	0,870	3,34	0,7010	0,0260	3,71	1,11	3379	31	3344	95	3308	32	99
DB147A_16	0,06	59	2	136	3	180	5	2,31	29300	28,320	0,400	1,41	0,7100	0,0110	1,55	1,10	3409	13	3453	41	3425	14	101
DB147A_17	0,02	194	7	349	8	466	14	1,79	96900	29,050	0,320	1,10	0,7202	0,0089	1,24	1,12	3421	8	3494	33	3456	11	102
DB147A_18	0,03	152	6	134	4	168	5	0,88	72000	27,550	0,360	1,31	0,6717	0,0088	1,31	1,00	3435	9	3313	34	3403	13	96
DB147A_19	0,06	71	4	47	2	54	3	0,66	33050	24,490	0,330	1,35	0,6690	0,0098	1,46	1,09	3287	11	3297	38	3287	13	100
DB147A_20	0,03	118	5	84	3	109	4	0,71	55250	24,950	0,350	1,40	0,6760	0,0110	1,63	1,16	3299	11	3321	40	3305	14	101
DB147A_21	0,09	39	1	44	1	60	1	1,15	21100	31,690	0,460	1,45	0,7410	0,0120	1,62	1,12	3519	12	3566	43	3535	14	101
DB147A_22	0,03	128	4	216	5	263	6	1,68	65700	29,330	0,320	1,09	0,7182	0,0091	1,27	1,16	3439	9	3484	34	3460	11	101
DB147A_23	0,02	179	7	113	4	133	5	0,63	88900	25,260	0,270	1,07	0,6899	0,0079	1,15	1,07	3275	8	3382	30	3318	10	103
DB147A_24	0,04	92	4	55	2	64	3	0,59	43500	24,580	0,300	1,22	0,6681	0,0091	1,36	1,12	3279	10	3300	34	3292	12	101

DB147A_25	0,08	48	2	71	2	88	3	1,48	24250	29,120	0,410	1,41	0,7260	0,0110	1,52	1,08	3429	12	3513	41	3457	14	102
DB147A_26	0,07	54	2	61	2	76	3	1,13	28300	32,060	0,410	1,28	0,7300	0,0110	1,51	1,18	3562	11	3525	39	3548	13	99
DB147A_27	0,02	206	8	389	15	480	20	1,89	102650	28,290	0,290	1,03	0,7131	0,0081	1,14	1,11	3398	8	3473	30	3426	10	102
DB147A_28	0,06	72	3	61	3	67	3	0,85	33500	25,200	0,320	1,27	0,6835	0,0098	1,43	1,13	3296	11	3354	37	3313	12	102
DB147A_29	0,03	139	6	131	5	150	5	0,94	65050	24,970	0,290	1,16	0,6737	0,0086	1,28	1,10	3306	9	3320	33	3302	11	100
DB147A_30	0,05	74	3	61	2	70	3	0,83	36750	28,630	0,330	1,15	0,7082	0,0092	1,30	1,13	3443	10	3452	35	3441	11	100
DB147A_31	0,03	150	7	159	6	179	7	1,06	71000	25,350	0,280	1,10	0,6799	0,0081	1,19	1,08	3297	9	3342	31	3322	11	101
DB147A_32	0,02	183	6	177	5	203	6	0,97	88650	25,630	0,250	0,98	0,6934	0,0074	1,07	1,09	3294	7	3393	28	3332	9	103
DB147A_33	0,05	74	2	99	2	116	3	1,33	37150	28,800	0,360	1,25	0,7070	0,0093	1,32	1,05	3440	10	3445	35	3445	12	100
DB147A_34	0,04	99	3	163	3	187	4	1,65	49000	27,580	0,320	1,16	0,7077	0,0094	1,33	1,14	3381	9	3452	36	3406	11	102
DB147A_35	0,11	35	1	38	1	45	2	1,09	17275	27,260	0,420	1,54	0,7040	0,0120	1,70	1,11	3379	13	3423	44	3392	15	101
DB147A_36	0,04	83	3	34	1	42	1	0,41	44900	32,200	0,390	1,21	0,7716	0,0094	1,22	1,01	3479	9	3676	34	3551	12	106
DB147A_37	0,13	30	1	34	1	40	1	1,15	14835	28,630	0,440	1,54	0,7120	0,0120	1,69	1,10	3442	13	3454	46	3432	15	100
DB147A_38	0,05	77	3	154	6	176	7	1,99	39150	28,730	0,370	1,29	0,7160	0,0098	1,37	1,06	3420	10	3479	36	3443	13	102
DB147A_39	0,08	44	1	58	2	67	2	1,31	24000	32,520	0,430	1,32	0,7530	0,0110	1,46	1,10	3550	11	3611	41	3564	13	102
DB147A_40	0,11	33	1	51	2	56	2	1,53	17050	27,430	0,420	1,53	0,7010	0,0120	1,71	1,12	3392	12	3427	44	3403	15	101
DB147A_41	0,15	25	1	27	1	29	1	1,06	12750	27,420	0,460	1,68	0,7000	0,0130	1,86	1,11	3413	15	3411	47	3388	16	100
DB147A_42	0,02	188	6	199	5	203	7	1,06	91700	24,970	0,330	1,32	0,6741	0,0098	1,45	1,10	3293	9	3313	39	3301	14	101

Tabela 4.2 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-147B quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	1σ %	1σ	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ		
DB147B_1	0,06	115	6	78	4	138	8	0,68	31800	25,960	0,480	1,85	0,6840	0,0140	2,05	1,11	3307	14	3366	55	3339	18	102
DB147B_2	0,10	61	3	32	2	58	4	0,53	18050	31,260	0,630	2,02	0,7440	0,0160	2,15	1,07	3492	15	3579	60	3517	20	102
DB147B_3	0,10	67	3	77	3	133	5	1,14	18700	27,550	0,520	1,89	0,7130	0,0150	2,10	1,11	3378	16	3455	55	3404	18	102
DB147B_4	0,11	61	3	38	2	66	4	0,63	17350	26,480	0,460	1,74	0,6960	0,0140	2,01	1,16	3323	17	3410	53	3358	17	103
DB147B_5	0,08	79	4	55	3	94	6	0,70	22350	25,050	0,470	1,88	0,6760	0,0140	2,07	1,10	3282	15	3325	53	3305	19	101
DB147B_6	0,14	45	2	44	2	77	4	0,99	13550	33,260	0,660	1,98	0,7550	0,0170	2,25	1,13	3558	19	3624	61	3579	19	102
DB147B_7	0,12	55	3	65	3	115	6	1,18	16000	27,820	0,460	1,65	0,7160	0,0150	2,09	1,27	3377	17	3494	54	3409	16	103
DB147B_8	0,06	116	5	84	3	137	6	0,72	32750	26,010	0,360	1,38	0,7000	0,0120	1,71	1,24	3290	12	3410	44	3343	13	104
DB147B_9	0,07	93	5	62	3	111	7	0,67	25400	24,180	0,440	1,82	0,6610	0,0140	2,12	1,16	3278	14	3264	53	3274	18	100
DB147B_10	0,11	55	2	28	1	48	2	0,51	16300	31,000	0,500	1,61	0,7250	0,0130	1,79	1,11	3515	13	3515	50	3517	16	100
DB147B_11	0,32	21	1	20	1	33	2	0,93	5925	28,220	0,720	2,55	0,6970	0,0200	2,87	1,12	3471	23	3365	72	3405	24	97
DB147B_12	0,17	41	2	19	1	32	2	0,47	11050	25,430	0,530	2,08	0,6840	0,0140	2,05	0,98	3304	18	3339	55	3310	20	101
DB147B_13	0,33	20	1	13	1	22	1	0,64	5720	25,780	0,650	2,52	0,6900	0,0190	2,75	1,09	3344	24	3361	71	3328	24	101
DB147B_14	0,07	95	4	69	3	114	6	0,73	25700	23,430	0,400	1,71	0,6330	0,0120	1,90	1,11	3283	13	3164	48	3242	17	96
DB147B_15	0,06	112	3	86	2	140	4	0,76	31850	25,440	0,350	1,38	0,6790	0,0100	1,47	1,07	3291	12	3336	39	3322	13	101
DB147B_16	0,13	48	1	30	1	49	2	0,61	14430	29,220	0,520	1,78	0,7270	0,0140	1,93	1,08	3421	15	3506	51	3451	17	102
DB147B_17	0,08	87	4	80	4	138	7	0,92	24600	28,890	0,440	1,52	0,6960	0,0120	1,72	1,13	3465	13	3402	45	3446	15	98
DB147B_18	0,06	107	4	78	3	125	5	0,73	30050	25,420	0,340	1,34	0,6790	0,0110	1,62	1,21	3313	12	3333	43	3322	13	101
DB147B_19	0,05	118	4	88	3	142	6	0,74	34050	26,160	0,370	1,41	0,6800	0,0100	1,47	1,04	3339	12	3336	38	3351	14	100
DB147B_20	0,07	92	4	57	2	85	4	0,62	25450	23,730	0,360	1,52	0,6490	0,0110	1,69	1,12	3267	12	3227	42	3256	15	99
DB147B_21	0,14	47	2	58	2	96	4	1,24	13820	28,440	0,490	1,72	0,7220	0,0140	1,94	1,13	3404	15	3484	52	3429	17	102
DB147B_22	0,09	75	3	108	3	171	5	1,44	21600	28,390	0,440	1,55	0,7030	0,0120	1,71	1,10	3432	12	3418	45	3427	15	100
DB147B_23	0,08	83	4	50	2	78	4	0,60	22900	25,170	0,380	1,51	0,6760	0,0110	1,63	1,08	3282	13	3325	43	3308	15	101
DB147B_24	0,49	14	1	10	0	16	1	0,70	3795	25,040	0,690	2,76	0,6820	0,0220	3,23	1,17	3366	30	3297	84	3297	27	98

DB147B_25	0,16	42	2	21	1	31	2	0,49	11810	25,280	0,450	1,78	0,6750	0,0140	2,07	1,17	3315	17	3313	52	3311	17	100
DB147B_26	0,33	19	1	7	0	12	1	0,38	5680	32,860	0,850	2,59	0,7340	0,0210	2,86	1,11	3618	23	3532	75	3558	25	98
DB147B_27	0,13	51	3	27	1	47	3	0,54	14700	25,140	0,480	1,91	0,6770	0,0140	2,07	1,08	3288	17	3318	53	3306	19	101
DB147B_28	0,15	45	2	61	2	98	4	1,35	12565	25,750	0,450	1,75	0,6650	0,0130	1,95	1,12	3369	16	3270	51	3331	17	97
DB147B_29	0,06	117	6	162	6	265	10	1,39	33400	27,940	0,400	1,43	0,6980	0,0110	1,58	1,10	3382	11	3404	42	3411	14	101
DB147B_30	0,04	141	4	48	1	79	3	0,34	42700	30,140	0,370	1,23	0,7330	0,0100	1,36	1,11	3450	9	3537	38	3492	12	103
DB147B_31	0,04	150	6	123	5	187	7	0,82	41600	25,700	0,320	1,25	0,6834	0,0093	1,36	1,09	3298	11	3352	36	3336	12	102
DB147B_32	0,09	74	1	54	1	87	2	0,74	21285	30,580	0,450	1,47	0,7050	0,0110	1,56	1,06	3533	12	3440	42	3504	14	97
DB147B_33	0,16	40	1	28	1	45	2	0,68	11905	29,230	0,520	1,78	0,7210	0,0150	2,08	1,17	3433	16	3487	54	3456	17	102
DB147B_34	0,13	51	2	54	3	80	4	1,06	14000	26,840	0,470	1,75	0,6850	0,0130	1,90	1,08	3377	14	3355	50	3369	17	99
DB147B_35	0,11	60	2	123	4	190	5	2,05	16950	29,190	0,470	1,61	0,7130	0,0130	1,82	1,13	3463	13	3452	50	3456	16	100
DB147B_36	0,14	54	2	30	1	44	2	0,56	13665	23,290	0,410	1,76	0,6480	0,0120	1,85	1,05	3240	16	3210	47	3235	17	99
DB147B_37	0,27	25	1	33	1	51	2	1,35	6965	30,350	0,730	2,41	0,7110	0,0170	2,39	0,99	3489	20	3443	63	3462	21	99
DB147B_38	0,06	121	4	108	3	164	5	0,89	32400	25,310	0,360	1,42	0,6690	0,0110	1,64	1,16	3315	11	3300	40	3318	14	100
DB147B_39	0,06	118	5	73	2	111	4	0,62	32700	27,490	0,390	1,42	0,6880	0,0100	1,45	1,02	3381	11	3367	40	3398	14	100
DB147B_40	0,08	96	6	58	3	90	5	0,61	22750	23,070	0,530	2,30	0,6300	0,0140	2,22	0,97	3260	14	3154	55	3227	22	97
DB147B_41	0,17	40	2	40	2	61	3	0,99	10970	31,550	0,590	1,87	0,7120	0,0150	2,11	1,13	3571	16	3459	56	3532	18	97
DB147B_42	0,09	80	3	48	2	70	3	0,60	21900	28,240	0,420	1,49	0,7000	0,0120	1,71	1,15	3423	12	3417	44	3425	15	100
DB147B_43	0,10	65	2	55	2	86	3	0,85	18450	29,280	0,460	1,57	0,7280	0,0130	1,79	1,14	3427	13	3521	47	3463	15	103
DB147B_44	0,06	129	5	91	4	131	6	0,71	33700	24,860	0,360	1,45	0,6770	0,0110	1,62	1,12	3274	11	3324	41	3302	14	102
DB147B_45	0,07	106	4	70	2	103	4	0,67	27900	25,030	0,360	1,44	0,6740	0,0110	1,63	1,13	3296	12	3313	42	3304	14	101
DB147B_46	0,09	77	3	50	2	74	3	0,64	20700	28,220	0,430	1,52	0,6970	0,0120	1,72	1,13	3426	12	3397	45	3423	15	99
DB147B_47	0,07	107	4	105	3	156	5	0,98	28300	28,230	0,370	1,31	0,6870	0,0110	1,60	1,22	3443	12	3368	41	3421	13	98
DB147B_48	0,13	55	2	53	2	83	4	0,97	14685	29,240	0,510	1,74	0,7040	0,0130	1,85	1,06	3471	13	3438	49	3455	17	99
DB147B_49	0,07	110	4	78	3	112	5	0,71	28500	24,970	0,360	1,44	0,6640	0,0100	1,51	1,04	3304	12	3265	39	3303	14	99
DB147B_50	0,09	82	2	81	2	121	3	0,99	21130	25,880	0,390	1,51	0,6630	0,0110	1,66	1,10	3353	13	3276	42	3340	15	98
DB147B_51	0,08	85	3	95	3	137	5	1,11	22200	26,590	0,400	1,50	0,6790	0,0120	1,77	1,17	3362	12	3338	45	3365	15	99
DB147B_52	0,15	48	2	46	2	65	3	0,96	12685	27,430	0,600	2,19	0,6970	0,0170	2,44	1,12	3404	17	3389	64	3387	21	100
DB147B_53	0,07	99	3	70	1	102	2	0,71	26450	25,460	0,360	1,41	0,6810	0,0100	1,47	1,04	3299	12	3346	38	3324	14	101

DB147B_54	0,07	93	3	48	2	73	4	0,52	25350	29,570	0,440	1,49	0,7190	0,0120	1,67	1,12	3447	12	3493	45	3470	14	101
DB147B_55	0,06	125	5	107	3	151	5	0,85	32850	25,480	0,340	1,33	0,6873	0,0096	1,40	1,05	3285	11	3372	37	3324	13	103
DB147B_56	0,08	91	2	100	2	145	3	1,09	24610	26,770	0,400	1,49	0,6910	0,0110	1,59	1,07	3358	13	3384	43	3375	14	101
DB147B_57	0,07	101	5	180	9	257	12	1,77	26050	26,330	0,390	1,48	0,6850	0,0110	1,61	1,08	3338	12	3359	42	3359	15	101
DB147B_58	0,06	125	5	103	3	143	5	0,83	32350	25,600	0,360	1,41	0,6820	0,0100	1,47	1,04	3293	10	3349	39	3332	13	102
DB147B_59	0,20	35	1	37	1	51	2	1,05	9440	28,990	0,600	2,07	0,7040	0,0150	2,13	1,03	3476	18	3424	57	3452	21	99
DB147B_60	0,23	30	1	17	1	25	1	0,57	8095	27,720	0,570	2,06	0,7050	0,0160	2,27	1,10	3409	18	3413	62	3397	20	100
DB147B_61	0,25	28	1	32	2	47	3	1,14	7595	31,070	0,690	2,22	0,7310	0,0180	2,46	1,11	3523	19	3513	66	3503	22	100
DB147B_62	0,09	80	3	45	2	64	2	0,57	20400	25,200	0,400	1,59	0,6820	0,0120	1,76	1,11	3290	14	3345	45	3312	15	102
DB147B_63	0,05	140	5	115	4	161	6	0,83	35600	25,090	0,330	1,32	0,6705	0,0096	1,43	1,09	3287	10	3302	37	3310	13	100
DB147B_64	0,09	75	3	41	1	63	3	0,55	20700	29,560	0,520	1,76	0,7090	0,0130	1,83	1,04	3478	13	3460	49	3471	17	99
DB147B_65	0,20	36	1	101	2	147	4	2,85	9310	27,540	0,550	2,00	0,7060	0,0160	2,27	1,13	3402	17	3425	58	3397	19	101
DB147B_66	0,12	65	3	34	2	48	2	0,53	16250	25,460	0,400	1,57	0,6670	0,0120	1,80	1,15	3344	16	3284	48	3321	15	98
DB147B_67	0,12	59	3	29	1	44	2	0,50	15400	28,470	0,500	1,76	0,7030	0,0140	1,99	1,13	3437	15	3422	52	3429	17	100
DB147B_68	0,09	76	3	116	4	169	6	1,51	19900	27,450	0,410	1,49	0,6890	0,0120	1,74	1,17	3395	13	3379	45	3398	15	100
DB147B_69	0,12	59	3	125	4	196	7	2,13	15700	28,030	0,460	1,64	0,7200	0,0130	1,81	1,10	3348	15	3482	49	3412	16	104
DB147B_70	0,09	79	2	76	1	115	3	0,96	19705	25,060	0,390	1,56	0,6710	0,0120	1,79	1,15	3299	14	3297	45	3302	15	100
DB147B_71	0,05	158	7	129	5	189	7	0,82	40200	25,640	0,370	1,44	0,6820	0,0110	1,61	1,12	3303	11	3348	41	3327	14	101
DB147B_72	0,16	44	2	30	1	44	2	0,67	11720	28,140	0,560	1,99	0,6990	0,0150	2,15	1,08	3417	17	3399	55	3416	19	99
DB147B_73	0,06	120	7	92	6	132	8	0,77	30450	25,370	0,370	1,46	0,6860	0,0110	1,60	1,10	3283	13	3364	42	3319	14	102
DB147B_74	0,09	78	3	79	3	117	5	1,02	19700	26,030	0,430	1,65	0,6690	0,0110	1,64	1,00	3373	13	3301	43	3343	16	98
DB147B_75	0,07	94	4	128	6	214	9	1,37	25350	30,610	0,480	1,57	0,7320	0,0120	1,64	1,05	3461	12	3530	44	3499	15	102
DB147B_76	0,10	79	3	55	2	80	4	0,69	19300	24,310	0,410	1,69	0,6520	0,0120	1,84	1,09	3308	14	3221	48	3281	16	97
DB147B_77	0,07	104	4	71	3	105	5	0,68	25750	25,070	0,360	1,44	0,6670	0,0110	1,65	1,15	3304	12	3289	41	3306	14	100
DB147B_78	0,10	77	3	43	2	66	3	0,56	19000	25,140	0,360	1,43	0,6610	0,0110	1,66	1,16	3320	14	3259	42	3311	14	98
DB147B_79	0,18	41	2	69	2	104	4	1,68	10250	25,710	0,500	1,94	0,6790	0,0150	2,21	1,14	3349	19	3327	58	3323	19	99
DB147B_80	0,07	101	3	22	1	35	2	0,22	27900	33,030	0,580	1,76	0,7400	0,0130	1,76	1,00	3569	12	3562	50	3581	17	100
DB147B_81	0,09	91	4	111	4	169	8	1,23	21600	24,970	0,440	1,76	0,6260	0,0120	1,92	1,09	3382	14	3127	47	3299	17	92
DB147B_82	0,06	128	5	86	3	125	5	0,67	30950	24,700	0,340	1,38	0,6516	0,0099	1,52	1,10	3309	12	3238	39	3293	13	98

DB147B_83	0,05	143	5	108	4	161	6	0,76	35200	25,540	0,340	1,33	0,6780	0,0110	1,62	1,22	3308	12	3328	42	3325	13	101
DB147B_84	0,05	145	7	150	7	223	11	1,04	37400	29,490	0,410	1,39	0,7040	0,0110	1,56	1,12	3455	11	3432	41	3469	13	99
DB147B_85	0,18	40	2	24	1	37	2	0,60	10225	27,960	0,520	1,86	0,7000	0,0150	2,14	1,15	3415	17	3403	55	3411	18	100

Tabela 4.3 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-150 quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			206Pb/235U	1σ	1σ %	206Pb/238U	1σ	1σ %	Rho	207Pb/206Pb	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U		2σ
DB150_1	0,19	30	1	18	1	26	1	0,62	9700	31,310	0,560	1,79	0,7450	0,0160	2,15	1,20	3537	20	3578	59	3521	17	101
DB150_2	0,04	137	5	89	3	136	6	0,65	42000	27,670	0,420	1,52	0,6940	0,0120	1,73	1,14	3414	11	3395	46	3404	15	99
DB150_3	0,06	107	2	47	2	74	3	0,44	31350	27,980	0,450	1,61	0,6820	0,0130	1,91	1,19	3459	14	3346	48	3415	16	97
DB150_4	0,10	61	2	48	1	76	3	0,79	18150	25,310	0,400	1,58	0,6930	0,0120	1,73	1,10	3299	14	3391	47	3317	15	103
DB150_5	0,11	52	1	14	1	22	2	0,26	16580	28,580	0,460	1,61	0,7230	0,0140	1,94	1,20	3415	14	3508	50	3433	16	103
DB150_6	0,03	180	6	160	6	248	10	0,89	55650	25,660	0,310	1,21	0,7000	0,0100	1,43	1,18	3277	10	3415	38	3334	12	104
DB150_7	0,03	197	6	148	4	257	8	0,75	59400	28,220	0,450	1,59	0,7090	0,0130	1,83	1,15	3416	13	3451	50	3427	16	101
DB150_8	0,07	83	2	48	1	79	2	0,58	25250	25,760	0,370	1,44	0,6860	0,0110	1,60	1,12	3303	13	3358	40	3334	14	102
DB150_9	0,04	154	4	116	2	170	5	0,75	46250	24,920	0,340	1,36	0,6660	0,0100	1,50	1,10	3283	11	3283	40	3301	14	100
DB150_10	0,04	169	6	94	4	158	8	0,55	48950	24,030	0,440	1,83	0,6340	0,0130	2,05	1,12	3323	13	3177	49	3270	17	96
DB150_11	0,04	141	6	118	5	190	8	0,83	44150	25,140	0,330	1,31	0,6723	0,0090	1,34	1,02	3285	11	3319	35	3316	13	101
DB150_12	0,04	166	8	123	5	202	9	0,74	52600	26,210	0,340	1,30	0,6970	0,0100	1,43	1,11	3308	10	3411	39	3358	13	103
DB150_13	0,08	81	4	100	7	104	4	1,23	23450	24,360	0,450	1,85	0,6300	0,0130	2,06	1,12	3357	13	3137	50	3276	18	93
DB150_14	0,02	235	9	250	7	474	18	1,06	77950	30,780	0,450	1,46	0,7210	0,0120	1,66	1,14	3509	13	3498	46	3507	15	100
DB150_15	0,11	53	4	30	2	54	3	0,57	16850	27,230	0,520	1,91	0,7180	0,0150	2,09	1,09	3363	17	3478	56	3384	19	103
DB150_16	0,06	105	4	72	2	121	4	0,68	32400	25,720	0,380	1,48	0,6860	0,0110	1,60	1,09	3313	11	3362	43	3331	14	101
DB150_17	0,02	283	11	180	6	328	13	0,64	87850	24,900	0,360	1,45	0,6690	0,0110	1,64	1,14	3292	10	3299	43	3300	14	100
DB150_18	0,09	72	3	42	2	46	2	0,58	21050	27,850	0,480	1,72	0,6540	0,0130	1,99	1,15	3513	14	3243	50	3411	17	92
DB150_19	0,03	186	4	74	2	149	6	0,40	55850	29,540	0,590	2,00	0,7050	0,0210	2,98	1,49	3506	22	3442	78	3468	19	98
DB150_20	0,06	114	6	75	4	128	7	0,66	33750	25,450	0,360	1,41	0,6830	0,0110	1,61	1,14	3300	11	3346	42	3320	14	101
DB150_21	0,03	192	7	180	5	329	13	0,94	58400	25,050	0,410	1,64	0,6520	0,0130	1,99	1,22	3342	11	3232	49	3306	16	97
DB150_22	0,04	160	6	110	4	203	8	0,69	46600	24,510	0,460	1,88	0,6670	0,0140	2,10	1,12	3261	11	3300	54	3285	19	101
DB150_23	0,05	126	4	85	2	147	5	0,67	38000	25,410	0,340	1,34	0,6820	0,0100	1,47	1,10	3277	12	3345	40	3320	13	102
DB150_24	0,05	130	4	99	3	159	4	0,76	39650	25,970	0,320	1,23	0,6970	0,0100	1,43	1,16	3304	11	3411	37	3344	12	103

DB150_25	0,05	110	6	100	2	157	6	0,91	34400	27,880	0,430	1,54	0,6970	0,0120	1,72	1,12	3405	11	3410	45	3409	15	100
DB150_26	0,02	289	18	87	5	164	10	0,30	90500	29,850	0,460	1,54	0,7240	0,0130	1,80	1,17	3456	13	3516	48	3482	16	102
DB150_27	0,04	181	7	219	6	385	16	1,21	53350	24,960	0,390	1,56	0,6470	0,0120	1,85	1,19	3349	12	3209	46	3307	15	96
DB150_28	0,08	75	2	40	1	64	3	0,54	22950	27,790	0,470	1,69	0,6960	0,0130	1,87	1,10	3404	12	3398	48	3411	17	100
DB150_29	0,09	73	3	55	2	96	4	0,76	21850	27,920	0,420	1,50	0,6910	0,0110	1,59	1,06	3420	13	3384	43	3414	15	99
DB150_30	0,05	129	5	78	3	127	5	0,60	40950	28,920	0,380	1,31	0,7260	0,0120	1,65	1,26	3399	11	3515	43	3447	13	103
DB150_31	0,06	112	5	91	4	125	7	0,81	32400	23,760	0,400	1,68	0,6320	0,0100	1,58	0,94	3293	12	3155	40	3252	16	96
DB150_32	0,06	107	4	60	2	99	4	0,56	30550	24,760	0,340	1,37	0,6660	0,0100	1,50	1,09	3283	12	3290	38	3297	14	100
DB150_33	0,03	198	8	121	4	203	8	0,61	59150	25,890	0,340	1,31	0,6788	0,0098	1,44	1,10	3317	10	3335	38	3339	13	101
DB150_34	0,05	120	4	86	2	127	4	0,72	34900	25,490	0,310	1,22	0,6693	0,0098	1,46	1,20	3314	11	3294	38	3327	12	99
DB150_35	0,06	98	4	78	3	133	5	0,79	32050	30,520	0,410	1,34	0,7570	0,0110	1,45	1,08	3420	11	3631	41	3501	13	106
DB150_36	0,35	18	1	35	2	54	3	1,92	5390	26,350	0,670	2,54	0,6950	0,0190	2,73	1,08	3376	26	3381	70	3337	25	100
DB150_37	0,05	152	6	103	4	161	6	0,68	40150	23,960	0,330	1,38	0,6032	0,0096	1,59	1,16	3378	12	3047	38	3263	14	90
DB150_38	0,03	216	7	173	5	255	9	0,80	59800	24,500	0,390	1,59	0,6660	0,0120	1,80	1,13	3285	11	3293	47	3289	15	100
DB150_39	0,04	141	4	155	4	268	6	1,10	44250	31,590	0,400	1,27	0,7380	0,0110	1,49	1,18	3499	10	3563	40	3533	12	102
DB150_40	0,05	134	5	100	4	144	5	0,75	38050	27,230	0,430	1,58	0,6810	0,0110	1,62	1,02	3394	11	3338	43	3387	15	98
DB150_41	0,05	141	5	108	3	174	6	0,77	41050	25,190	0,320	1,27	0,6708	0,0098	1,46	1,15	3305	10	3304	38	3311	12	100
DB150_42	0,03	223	6	155	4	301	8	0,70	66000	27,870	0,500	1,79	0,7000	0,0140	2,00	1,11	3399	13	3416	54	3408	18	101
DB150_43	0,10	69	3	39	2	60	3	0,57	19650	24,470	0,410	1,68	0,6720	0,0120	1,79	1,07	3268	14	3291	45	3282	16	101
DB150_44	0,05	120	4	107	3	188	5	0,89	38700	33,290	0,460	1,38	0,7420	0,0110	1,48	1,07	3572	10	3573	41	3585	13	100
DB150_45	0,04	164	7	130	5	202	8	0,79	46650	24,880	0,350	1,41	0,6730	0,0100	1,49	1,06	3297	11	3314	40	3302	13	101
DB150_46	0,08	67	3	61	2	106	4	0,90	22050	31,840	0,700	2,20	0,7360	0,0140	1,90	0,87	3510	15	3557	53	3545	22	101
DB150_47	0,14	46	1	28	1	44	2	0,60	13620	27,740	0,440	1,59	0,6850	0,0130	1,90	1,20	3448	16	3347	48	3408	15	97
DB150_48	0,09	75	3	54	2	91	4	0,72	21850	25,800	0,390	1,51	0,6790	0,0120	1,77	1,17	3339	13	3338	46	3333	14	100
DB150_49	0,04	162	5	135	4	210	6	0,83	47400	25,800	0,300	1,16	0,6911	0,0096	1,39	1,19	3302	11	3389	37	3339	11	103
DB150_50	0,08	78	2	51	1	79	3	0,66	22100	24,910	0,380	1,53	0,6660	0,0120	1,80	1,18	3312	13	3283	45	3305	15	99

Tabela 4.4 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-168A quartzite.

Integração	f ²⁰⁶ (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1							
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	% conc2
DB168A_1	0,04	195	9	95	3	174	8	0,48	47150	24,580	0,390	1,59	0,6410	0,0110	1,72	1,08	3335	12	3181	44	3287	15	95
DB168A_2	0,08	95	2	56	1	95	4	0,59	22150	24,890	0,550	2,21	0,6420	0,0150	2,34	1,06	3364	14	3176	60	3302	21	94
DB168A_3	0,08	101	4	52	2	96	4	0,52	24750	25,860	0,430	1,66	0,6830	0,0140	2,05	1,23	3313	15	3358	53	3339	16	101
DB168A_4	0,08	92	4	52	2	95	4	0,57	23050	25,870	0,450	1,74	0,6900	0,0140	2,03	1,17	3303	15	3367	53	3338	17	102
DB168A_5	0,10	83	3	47	1	74	3	0,56	18900	23,310	0,400	1,72	0,6200	0,0110	1,77	1,03	3299	15	3102	45	3233	16	94
DB168A_6	0,15	50	2	31	2	58	3	0,62	12200	27,760	0,560	2,02	0,6850	0,0170	2,48	1,23	3443	19	3342	61	3404	19	97
DB168A_7	0,12	60	2	49	1	86	3	0,82	14980	27,120	0,500	1,84	0,6920	0,0150	2,17	1,18	3389	17	3373	56	3383	18	100
DB168A_8	0,06	127	5	81	3	139	6	0,64	31400	25,910	0,410	1,58	0,6930	0,0130	1,88	1,19	3308	13	3387	50	3340	15	102
DB168A_9	0,05	164	8	98	3	168	6	0,60	37100	25,680	0,440	1,71	0,6220	0,0120	1,93	1,13	3438	13	3115	46	3332	17	91
DB168A_10	0,09	87	3	75	2	126	4	0,86	20550	26,090	0,490	1,88	0,6480	0,0130	2,01	1,07	3403	14	3212	51	3341	18	94
DB168A_11	0,09	82	3	40	1	67	3	0,48	19800	25,700	0,440	1,71	0,6750	0,0130	1,93	1,12	3313	13	3308	50	3326	17	100
DB168A_12	0,20	40	2	78	3	126	6	1,94	9180	24,690	0,590	2,39	0,6410	0,0170	2,65	1,11	3370	21	3176	64	3281	22	94
DB168A_13	0,09	93	4	51	1	76	3	0,55	20100	22,950	0,440	1,92	0,6100	0,0130	2,13	1,11	3313	15	3061	52	3221	19	92
DB168A_14	0,07	117	5	75	3	122	6	0,64	27900	25,080	0,400	1,59	0,6710	0,0140	2,09	1,31	3311	15	3295	51	3304	16	100
DB168A_15	0,17	45	2	30	1	51	2	0,67	10935	26,850	0,560	2,09	0,6880	0,0170	2,47	1,18	3387	18	3348	63	3373	20	99
DB168A_16	0,05	159	6	109	3	186	7	0,69	38700	25,890	0,410	1,58	0,6790	0,0120	1,77	1,12	3316	12	3333	46	3346	15	101
DB168A_17	0,04	192	8	52	2	92	4	0,27	41800	22,900	0,490	2,14	0,6060	0,0140	2,31	1,08	3275	13	3059	56	3218	21	93
DB168A_18	0,06	132	6	76	2	141	5	0,58	30450	25,770	0,490	1,90	0,6580	0,0150	2,28	1,20	3378	15	3246	56	3339	19	96
DB168A_19	0,06	130	5	66	2	114	5	0,51	31350	25,390	0,410	1,61	0,6740	0,0130	1,93	1,19	3310	14	3307	49	3321	16	100
DB168A_20	0,06	134	5	89	2	152	5	0,66	32450	25,920	0,410	1,58	0,6890	0,0130	1,89	1,19	3308	14	3372	49	3343	15	102
DB168A_21	0,13	57	2	43	1	78	3	0,76	14105	27,370	0,530	1,94	0,6900	0,0150	2,17	1,12	3390	18	3387	58	3383	19	100
DB168A_22	0,08	114	5	66	2	113	6	0,58	23550	21,020	0,390	1,86	0,5660	0,0120	2,12	1,14	3288	15	2879	48	3131	18	88
DB168A_23	0,15	50	1	46	1	81	2	0,93	12380	26,690	0,530	1,99	0,6800	0,0150	2,21	1,11	3379	17	3333	56	3357	19	99
DB168A_24	0,11	80	3	54	1	89	3	0,67	16850	22,100	0,390	1,76	0,5780	0,0110	1,90	1,08	3339	15	2931	43	3184	17	88

DB168A_25	0,17	44	2	53	2	108	3	1,22	10770	31,430	0,610	1,94	0,6980	0,0160	2,29	1,18	3608	17	3391	61	3518	19	94
DB168A_26	0,09	85	3	59	2	110	4	0,69	21750	29,220	0,500	1,71	0,7030	0,0150	2,13	1,25	3468	14	3425	54	3458	17	99
DB168A_27	0,10	74	3	35	1	65	3	0,47	18550	26,310	0,450	1,71	0,6970	0,0140	2,01	1,17	3327	16	3397	54	3353	16	102
DB168A_28	0,19	39	2	18	1	38	2	0,47	9775	26,670	0,600	2,25	0,6960	0,0180	2,59	1,15	3351	21	3390	66	3360	22	101
DB168A_29	0,08	89	3	61	2	117	4	0,68	22850	29,210	0,470	1,61	0,6990	0,0130	1,86	1,16	3479	14	3413	49	3457	15	98
DB168A_30	0,10	75	2	85	2	170	5	1,13	18970	28,910	0,520	1,80	0,6920	0,0140	2,02	1,12	3486	16	3371	54	3440	18	97
DB168A_31	0,07	101	4	49	2	100	4	0,49	25400	26,090	0,430	1,65	0,6880	0,0120	1,74	1,06	3325	13	3364	47	3350	16	101
DB168A_32	0,09	80	4	38	2	71	4	0,47	19750	25,450	0,470	1,85	0,6750	0,0140	2,07	1,12	3315	15	3327	55	3322	18	100
DB168A_33	0,12	62	2	32	1	62	2	0,52	15115	25,530	0,470	1,84	0,6800	0,0150	2,21	1,20	3318	17	3336	57	3319	18	101
DB168A_34	0,21	36	1	26	1	49	2	0,72	9085	30,060	0,650	2,16	0,6970	0,0170	2,44	1,13	3525	19	3405	64	3487	21	97
DB168A_35	0,06	111	3	55	1	114	3	0,50	29200	28,440	0,460	1,62	0,7080	0,0130	1,84	1,14	3397	13	3448	49	3428	15	102
DB168A_36	0,13	58	2	39	1	73	3	0,67	14125	25,520	0,470	1,84	0,6790	0,0150	2,21	1,20	3335	18	3319	58	3328	18	100
DB168A_37	0,08	96	3	49	1	94	3	0,52	24250	25,760	0,410	1,59	0,6830	0,0130	1,90	1,20	3309	15	3347	50	3333	16	101
DB168A_38	0,06	146	6	106	4	184	9	0,72	33750	22,280	0,440	1,97	0,6010	0,0130	2,16	1,10	3267	13	3032	52	3183	20	93
DB168A_39	0,05	150	5	102	3	186	6	0,68	37350	25,840	0,390	1,51	0,6910	0,0120	1,74	1,15	3302	12	3377	46	3340	15	102
DB168A_40	0,07	115	5	70	3	126	6	0,61	27500	25,400	0,390	1,54	0,6680	0,0120	1,80	1,17	3325	15	3282	46	3320	15	99
DB168A_41	0,11	76	4	38	2	68	4	0,51	17800	26,860	0,510	1,90	0,6740	0,0150	2,23	1,17	3416	18	3310	56	3373	18	97
DB168A_42	0,08	99	4	54	2	91	4	0,55	23100	24,010	0,400	1,67	0,6420	0,0130	2,02	1,22	3299	14	3179	50	3259	16	96
DB168A_43	0,05	161	8	107	4	185	8	0,66	35200	23,040	0,390	1,69	0,6030	0,0120	1,99	1,18	3326	14	3034	47	3224	16	91
DB168A_44	0,08	93	4	87	3	142	5	0,94	23100	26,290	0,450	1,71	0,6840	0,0130	1,90	1,11	3353	13	3358	50	3354	16	100
DB168A_45	0,10	75	3	50	2	86	4	0,67	18950	28,160	0,510	1,81	0,7050	0,0140	1,99	1,10	3413	18	3420	53	3421	17	100
DB168A_46	0,08	94	3	66	2	107	3	0,71	23000	25,100	0,440	1,75	0,6710	0,0120	1,79	1,02	3308	14	3300	47	3311	17	100
DB168A_47	0,23	33	1	29	1	46	2	0,90	8015	26,310	0,570	2,17	0,6900	0,0170	2,46	1,14	3358	21	3372	64	3355	21	100
DB168A_48	0,07	108	3	73	2	117	4	0,68	26500	25,350	0,400	1,58	0,6720	0,0120	1,79	1,13	3307	14	3307	45	3313	15	100
DB168A_49	0,05	160	7	118	4	206	8	0,74	41450	29,760	0,440	1,48	0,7120	0,0130	1,83	1,23	3472	12	3463	48	3483	14	100
DB168A_50	1,72	284	10	128	4	256	12	0,45	1086	21,670	0,490	2,26	0,5840	0,0140	2,40	1,06	3298	15	2966	57	3173	22	90
DB168A_51	0,13	57	2	36	1	60	3	0,63	14000	25,910	0,540	2,08	0,6900	0,0160	2,32	1,11	3329	18	3347	61	3335	20	101
DB168A_52	0,17	42	2	25	1	45	2	0,59	10775	29,230	0,640	2,19	0,7070	0,0170	2,40	1,10	3465	19	3418	62	3457	21	99
DB168A_53	0,09	95	5	54	2	99	5	0,57	21550	24,670	0,470	1,91	0,6670	0,0150	2,25	1,18	3294	16	3271	57	3283	19	99
DB168A_54	0,07	109	4	70	2	123	5	0,64	26300	25,200	0,420	1,67	0,6690	0,0140	2,09	1,26	3318	15	3292	52	3313	16	99

DB168A_55	0,09	81	4	62	2	112	5	0,76	19900	26,420	0,510	1,93	0,6720	0,0150	2,23	1,16	3373	15	3299	59	3356	19	98
DB168A_56	0,12	60	2	49	2	89	4	0,82	15340	29,410	0,540	1,84	0,7120	0,0150	2,11	1,15	3457	16	3440	57	3456	18	100
DB168A_57	0,11	69	2	33	1	59	2	0,47	17450	26,700	0,490	1,84	0,7110	0,0140	1,97	1,07	3319	16	3446	54	3363	18	104
DB168A_58	0,08	94	2	60	1	110	3	0,63	23385	25,300	0,430	1,70	0,6750	0,0130	1,93	1,13	3308	14	3316	50	3316	16	100
DB168A_59	0,09	84	3	47	1	90	3	0,56	21150	26,280	0,440	1,67	0,7020	0,0140	1,99	1,19	3320	16	3414	53	3349	16	103
DB168A_60	0,22	32	1	23	1	47	2	0,72	8435	26,860	0,650	2,42	0,7140	0,0180	2,52	1,04	3328	20	3478	69	3363	23	105
DB168A_61	0,04	179	8	99	3	188	10	0,55	44800	24,370	0,440	1,81	0,6600	0,0130	1,97	1,09	3271	12	3258	52	3278	18	100
DB168A_62	0,09	78	4	48	2	94	4	0,61	20350	26,350	0,420	1,59	0,7020	0,0130	1,85	1,16	3311	16	3410	48	3356	16	103
DB168A_63	0,12	62	2	43	1	85	4	0,69	16150	29,280	0,510	1,74	0,7160	0,0150	2,09	1,20	3465	16	3473	56	3459	17	100
DB168A_64	0,06	118	5	65	2	111	5	0,55	29650	24,560	0,430	1,75	0,6620	0,0120	1,81	1,04	3295	14	3274	48	3289	17	99
DB168A_65	0,17	41	1	39	1	73	2	0,95	10985	27,830	0,600	2,16	0,7150	0,0170	2,38	1,10	3384	18	3473	64	3397	21	103

Tabela 4.5 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-168B quartzite.

Integração	f ²⁰⁶ (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			1σ	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ		
DB168B_1	0,15	50	4	36	2	65	5	0,73	12850	25,290	0,660	2,61	0,6710	0,0180	2,68	1,03	3344	23	3301	69	3309	26	99
DB168B_2	0,14	53	3	37	2	70	4	0,69	13600	26,400	0,620	2,35	0,6960	0,0180	2,59	1,10	3331	19	3386	66	3348	23	102
DB168B_3	0,12	57	3	36	2	66	3	0,63	15300	26,230	0,610	2,33	0,6860	0,0170	2,48	1,07	3357	18	3350	65	3344	23	100
DB168B_4	0,23	27	1	30	2	63	4	1,13	8015	34,600	1,100	3,18	0,8200	0,0290	3,54	1,11	3528	25	3840	100	3616	32	109
DB168B_5	0,15	48	3	39	2	77	5	0,81	12850	29,000	0,580	2,00	0,7390	0,0190	2,57	1,29	3404	20	3531	69	3450	20	104
DB168B_6	0,29	23	1	36	1	64	3	1,57	6525	31,210	0,840	2,69	0,7580	0,0220	2,90	1,08	3500	25	3594	78	3499	26	103
DB168B_7	0,19	34	2	28	1	55	3	0,84	9785	31,640	0,720	2,28	0,7780	0,0200	2,57	1,13	3458	20	3690	71	3526	22	107
DB168B_8	0,09	76	5	31	2	65	6	0,40	20550	29,330	0,790	2,69	0,7250	0,0240	3,31	1,23	3463	22	3496	89	3454	26	101
DB168B_9	0,24	33	2	24	2	35	3	0,74	7950	24,370	0,730	3,00	0,6700	0,0210	3,13	1,05	3295	25	3250	79	3257	28	99
DB168B_10	0,36	22	1	16	1	15	1	0,71	5225	25,400	1,100	4,33	0,6210	0,0280	4,51	1,04	3470	29	3110	110	3300	43	90
DB168B_11	0,14	47	3	58	2	96	6	1,24	13250	28,550	0,720	2,52	0,7020	0,0190	2,71	1,07	3467	20	3418	73	3433	24	99
DB168B_12	0,12	63	3	33	1	61	3	0,52	16150	26,410	0,570	2,16	0,6830	0,0170	2,49	1,15	3342	19	3348	63	3359	22	100
DB168B_13	0,16	42	2	22	1	38	2	0,51	11485	26,370	0,620	2,35	0,6910	0,0170	2,46	1,05	3318	20	3364	65	3331	22	101
DB168B_14	0,12	57	3	32	1	57	3	0,55	15800	27,210	0,540	1,98	0,7200	0,0170	2,36	1,19	3333	18	3462	63	3384	19	104
DB168B_15	0,10	80	3	65	2	108	5	0,80	18900	26,020	0,690	2,65	0,6180	0,0180	2,91	1,10	3493	23	3104	73	3341	26	89
DB168B_16	0,14	50	3	35	2	61	3	0,71	12900	26,890	0,560	2,08	0,6890	0,0170	2,47	1,18	3376	20	3347	63	3375	19	99
DB168B_17	0,09	76	5	177	9	267	21	2,32	21500	25,690	0,560	2,18	0,6560	0,0170	2,59	1,19	3377	16	3237	64	3328	21	96
DB168B_18	0,06	106	5	62	2	115	6	0,58	30550	30,430	0,920	3,02	0,7070	0,0240	3,39	1,12	3508	20	3445	90	3491	32	98
DB168B_19	0,07	97	4	70	3	133	7	0,73	25950	26,120	0,520	1,99	0,6960	0,0170	2,44	1,23	3330	16	3403	63	3339	19	102
DB168B_20	0,08	89	4	68	2	109	4	0,76	23750	26,740	0,420	1,57	0,7000	0,0130	1,86	1,18	3335	13	3415	50	3375	15	102
DB168B_21	0,06	125	5	90	3	134	5	0,72	30200	25,080	0,470	1,87	0,6220	0,0130	2,09	1,12	3432	14	3118	50	3313	19	91
DB168B_22	0,05	144	9	80	4	153	10	0,56	38450	25,280	0,440	1,74	0,6850	0,0130	1,90	1,09	3279	13	3360	50	3314	17	102

Tabela 4.6 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-99 quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	1s	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2s
DB99_1	0,0330	104	6	77	4	100	6	0,74	56650	26,9300	0,480	1,78	0,7210	0,013	1,80	1,01	3287	14	3486	49	3380	18	106
DB99_2	0,0355	104	5	185	8	198	9	1,79	52650	25,4200	0,380	1,49	0,6607	0,010	1,50	1,00	3317	12	3268	39	3320	15	99
DB99_3	0,0493	65	3	60	3	81	4	0,93	37950	30,8800	0,510	1,65	0,7580	0,012	1,58	0,96	3425	14	3632	44	3513	16	106
DB99_4	0,0280	126	6	111	5	129	6	0,88	66900	26,0500	0,390	1,50	0,7010	0,010	1,43	0,95	3279	13	3417	39	3344	15	104
DB99_5	0,0553	68	3	64	3	61	3	0,94	33800	23,2400	0,400	1,72	0,6170	0,010	1,62	0,94	3295	13	3097	42	3233	17	94
DB99_6	0,0302	117	4	109	4	129	4	0,94	61850	24,8500	0,350	1,41	0,6687	0,009	1,35	0,96	3276	12	3303	35	3298	14	101
DB99_7	0,0438	74	2	116	4	151	5	1,56	42700	29,6900	0,460	1,55	0,7260	0,012	1,65	1,07	3440	13	3502	43	3474	15	102
DB99_8	0,0199	163	4	94	2	121	3	0,57	93750	30,0400	0,510	1,70	0,7180	0,012	1,67	0,98	3474	13	3491	45	3487	17	100
DB99_9	0,0180	190	8	117	5	149	6	0,62	104150	25,1100	0,350	1,39	0,6890	0,010	1,38	0,99	3263	12	3371	36	3311	14	103
DB99_10	0,0538	64	3	34	1	40	1	0,53	34750	24,7500	0,400	1,62	0,6700	0,010	1,49	0,92	3296	13	3302	40	3295	16	100
DB99_11	0,0191	172	8	124	5	163	9	0,72	98000	24,5000	0,420	1,71	0,6730	0,011	1,63	0,95	3262	12	3313	43	3281	16	102
DB99_12	0,1244	28	1	25	1	30	1	0,90	15035	25,2700	0,500	1,98	0,6840	0,014	2,05	1,03	3300	18	3347	55	3312	19	101
DB99_13	0,1172	29	1	18	1	25	1	0,64	15960	25,6700	0,510	1,99	0,6900	0,014	2,03	1,02	3298	16	3373	52	3330	19	102
DB99_14	0,0208	180	8	198	6	187	9	1,10	90100	22,8300	0,450	1,97	0,6200	0,013	2,10	1,06	3293	13	3113	49	3218	19	95
DB99_15	0,0773	46	2	48	3	46	3	1,04	24200	23,1700	0,490	2,11	0,6350	0,013	2,05	0,97	3294	18	3171	52	3232	21	96
DB99_16	0,0486	75	4	100	7	120	7	1,34	38450	26,6000	0,500	1,88	0,6830	0,012	1,76	0,93	3373	15	3349	47	3361	19	99
DB99_17	0,0207	168	8	123	5	172	8	0,73	90250	25,1000	0,430	1,71	0,6840	0,012	1,75	1,02	3280	13	3347	44	3311	17	102
DB99_18	0,0517	68	3	40	2	50	2	0,59	36200	25,9100	0,420	1,62	0,6940	0,011	1,59	0,98	3300	15	3392	42	3336	16	103
DB99_19	0,0172	214	9	135	6	163	7	0,63	108500	24,7300	0,470	1,90	0,6700	0,011	1,64	0,86	3281	15	3300	43	3291	19	101
DB99_20	0,0266	155	7	94	4	112	6	0,61	70350	22,2100	0,380	1,71	0,5910	0,010	1,69	0,99	3298	13	2986	42	3190	17	91
DB99_21	0,0568	69	3	56	3	72	3	0,80	32900	24,5800	0,410	1,67	0,6670	0,011	1,65	0,99	3286	16	3289	41	3287	16	100
DB99_22	0,0699	57	3	34	1	50	2	0,59	26750	25,4800	0,440	1,73	0,6670	0,011	1,65	0,96	3332	15	3282	44	3316	17	98
DB99_23	0,0316	130	4	117	4	144	4	0,90	59250	23,5000	0,360	1,53	0,6327	0,009	1,45	0,95	3288	13	3154	36	3243	15	96
DB99_24	0,0307	142	5	132	4	139	5	0,93	60850	21,8700	0,370	1,69	0,5939	0,010	1,63	0,97	3272	13	2998	39	3172	16	92

DB99_25	0,0506	78	5	80	4	99	5	1,02	36950	25,0000	0,410	1,64	0,6640	0,011	1,66	1,01	3303	12	3275	42	3304	16	99
DB99_26	0,0260	151	4	134	4	159	4	0,88	72050	24,2700	0,370	1,52	0,6638	0,010	1,49	0,98	3260	13	3278	38	3270	15	101
DB99_27	0,0301	129	5	112	4	143	5	0,87	62150	24,9600	0,390	1,56	0,6679	0,010	1,42	0,91	3303	13	3291	37	3303	15	100
DB99_28	0,0536	79	2	145	3	139	5	1,83	34900	23,5900	0,520	2,20	0,6160	0,013	2,11	0,96	3362	16	3091	52	3253	21	92
DB99_29	0,0439	95	6	146	8	178	10	1,53	42550	25,7100	0,420	1,63	0,6400	0,011	1,72	1,05	3422	16	3182	41	3330	16	93
DB99_30	0,0415	91	4	94	4	120	5	1,03	45050	26,6300	0,410	1,54	0,7090	0,011	1,55	1,01	3318	14	3454	40	3368	15	104
DB99_31	0,0944	39	1	43	1	52	2	1,09	19800	29,3000	0,520	1,77	0,7330	0,014	1,91	1,08	3423	16	3534	51	3457	18	103
DB99_32	0,0473	85	4	62	3	71	3	0,73	39550	24,6600	0,400	1,62	0,6780	0,011	1,62	1,00	3270	14	3335	44	3288	16	102
DB99_33	0,0725	55	1	65	1	73	2	1,18	25800	26,1900	0,500	1,91	0,6630	0,013	1,96	1,03	3409	15	3271	51	3352	19	96
DB99_34	0,0573	71	4	47	3	53	3	0,66	32650	25,5700	0,450	1,76	0,6890	0,013	1,89	1,07	3292	15	3373	48	3321	17	102
DB99_35	0,0698	57	3	48	3	49	3	0,83	26800	27,9000	0,530	1,90	0,6810	0,012	1,76	0,93	3449	16	3347	47	3414	18	97
DB99_36	0,0285	146	5	118	4	170	5	0,81	65700	25,3100	0,400	1,58	0,6799	0,010	1,46	0,92	3273	14	3333	38	3317	15	102
DB99_37	0,0535	93	2	109	4	96	3	1,18	34950	21,2300	0,550	2,59	0,5730	0,015	2,62	1,01	3257	14	2940	61	3151	26	90

Tabela 4.7 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-100 quartzite.

Spot	f206 (%)	Th/U calculada	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	
004-Z1	0,0865	0,79	14854	23,328	1,17	0,6013	1,01	0,85	3326	19	3241	49	3035	23	91
005-Z2	0,0045	0,44	280636	23,559	0,89	0,6368	0,77	0,84	3251	15	3250	39	3176	17	98
007-Z4	0,0136	0,36	89044	27,311	0,69	0,6739	0,59	0,80	3394	12	3395	30	3321	14	98
008-Z5	0,0118	0,42	106525	23,276	0,77	0,6291	0,66	0,84	3252	13	3239	33	3146	15	97
009-Z6	0,0168	0,35	73352	24,221	0,88	0,6543	0,71	0,78	3252	17	3277	36	3245	17	100
010-Z7	0,0097	0,36	128389	23,494	0,89	0,6361	0,74	0,81	3249	16	3248	37	3174	17	98
014-Z9	0,0080	0,41	150423	27,487	0,72	0,6896	0,60	0,79	3368	13	3401	32	3381	14	100
015-Z10	0,0187	0,35	65365	24,981	1,14	0,6626	0,88	0,75	3281	23	3307	45	3277	22	100
018-Z13	0,0138	0,89	88755	26,595	1,05	0,6614	0,88	0,83	3382	18	3369	45	3272	20	97
019-Z14	0,0135	0,52	89686	27,090	0,83	0,6750	0,68	0,79	3379	15	3387	35	3325	16	98
020-Z15	0,0251	0,62	48431	27,713	1,03	0,6705	0,84	0,79	3425	19	3409	43	3308	20	97
023-Z16	0,0039	0,19	303547	29,101	0,92	0,6941	0,75	0,79	3447	17	3457	39	3398	18	99
024-Z17	0,0067	0,50	176626	28,322	0,93	0,7004	0,82	0,87	3391	14	3430	43	3422	18	101
025-Z18	0,0212	0,67	58272	26,059	1,60	0,6516	1,28	0,79	3373	31	3349	65	3235	31	96
026-Z19	0,0217	0,44	54385	27,161	2,01	0,7059	1,67	0,83	3313	36	3389	89	3443	39	104
027-Z20	0,0153	0,62	78199	28,052	0,96	0,6955	0,82	0,84	3387	16	3421	44	3404	19	101
029-Z22	0,0126	0,48	96479	27,298	1,18	0,6712	0,95	0,79	3400	22	3394	49	3310	23	97
030-Z23	0,0156	0,27	74327	31,180	1,10	0,7297	0,95	0,85	3476	18	3525	52	3532	22	102
033-Z24	0,0161	0,38	71915	31,447	1,35	0,7331	1,12	0,82	3482	24	3533	61	3545	27	102
034-Z25	0,0247	0,29	49410	24,591	1,11	0,6679	0,93	0,82	3244	20	3292	48	3298	22	102
035-Z26	0,0227	1,28	52093	27,588	0,99	0,7086	0,85	0,84	3331	16	3405	45	3453	19	104
036-Z27	0,0336	1,08	34903	29,059	1,79	0,7164	1,49	0,83	3396	32	3455	80	3482	35	103
037-Z28	0,0118	0,40	99098	28,735	1,24	0,7182	1,01	0,80	3374	23	3444	55	3489	24	103

038-Z29	0,0151	0,32	80858	24,588	1,32	0,6669	1,15	0,86	3246	21	3292	59	3294	26	101
039-Z30	0,0213	0,56	56356	27,069	1,52	0,6893	1,26	0,82	3345	27	3386	66	3380	30	101
043-Z31	0,0060	0,36	199026	27,788	1,00	0,7006	0,89	0,88	3361	15	3412	47	3423	20	102
044-Z32	0,0095	0,30	126402	28,167	0,95	0,6914	0,82	0,85	3402	15	3425	43	3388	19	100
045-Z33	0,0300	0,30	40387	27,996	1,16	0,6747	1,01	0,86	3431	18	3419	53	3324	23	97
046-Z34	0,0394	0,39	30514	28,218	1,79	0,6863	1,43	0,79	3417	34	3427	75	3368	35	99
047-Z35	0,0065	0,32	183836	28,015	1,23	0,6874	0,92	0,73	3403	26	3420	48	3373	24	99
048-Z36	0,0363	0,79	33096	26,850	1,72	0,6878	1,49	0,86	3336	28	3378	78	3374	34	101
053-Z39	0,0150	0,46	79302	27,946	1,34	0,6965	1,19	0,89	3379	19	3417	63	3407	26	101
054-Z40	0,0093	0,34	132215	24,528	1,06	0,6570	0,85	0,78	3266	20	3290	43	3255	21	100
055-Z41	0,0046	0,65	256760	28,557	1,34	0,7176	1,20	0,89	3366	19	3438	65	3487	26	104
056-Z42	0,0196	0,63	62054	27,701	1,50	0,6735	1,25	0,83	3417	26	3409	65	3319	29	97
058-Z44	0,0082	0,36	153194	23,861	1,11	0,6251	0,83	0,72	3300	24	3263	41	3130	22	95
059-Z45	0,0117	0,39	110283	23,590	1,34	0,5976	0,97	0,71	3353	30	3252	47	3020	26	90
063-Z47	0,0092	0,60	134249	24,469	1,34	0,6529	0,91	0,66	3272	32	3287	46	3239	26	99
065-Z49	0,0106	0,47	121586	23,512	1,20	0,5996	0,95	0,77	3343	24	3248	46	3028	23	91
067-Z51	0,0087	0,66	139253	25,965	1,33	0,6782	0,92	0,67	3305	31	3345	48	3338	26	101
068-Z52	0,0202	0,35	58940	28,002	1,27	0,6985	1,06	0,82	3377	23	3419	56	3415	25	101
069-Z53	0,0205	0,66	61071	25,182	1,16	0,6372	0,89	0,75	3355	24	3315	45	3178	23	95
070-Z54	0,0062	0,38	200481	24,107	1,24	0,6437	0,86	0,67	3271	29	3273	43	3203	24	98
073-Z55	0,0111	0,35	111862	24,170	1,23	0,6498	0,83	0,65	3260	29	3275	42	3228	24	99
074-Z56	0,0133	0,81	97641	23,353	1,12	0,5901	0,82	0,71	3357	25	3242	39	2990	22	89
075-Z57	0,0153	0,42	80699	26,033	1,61	0,6488	1,38	0,85	3379	27	3348	70	3224	32	95
076-Z58	0,0115	0,30	109171	23,680	1,46	0,6345	1,34	0,91	3265	19	3255	67	3167	28	97
077-Z59	0,0274	0,63	43928	28,971	1,98	0,6838	1,64	0,83	3463	35	3453	86	3359	39	97
078-Z60	0,2990	1,00	4429	19,608	1,27	0,5587	1,00	0,77	3168	25	3072	46	2861	24	90
079-Z61	0,0168	0,35	74074	24,095	1,15	0,6423	0,95	0,81	3273	21	3272	48	3198	22	98

Tabela 4.8 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample PB-49 quartzite.

Spot	f_{206} (%)	Th/U calculada	Dados para concordia1						Idades (Ma)1					% conc2	
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		2 σ
028-Z20	0,0071	0,35	184282	19,235	1,00	0,5834	0,92	0,91	3114	12	2963	44	3054	19	95
043-Z29	0,0098	0,75	130076	20,481	1,13	0,6158	1,00	0,87	3128	17	3093	49	3114	22	99
013-Z8	0,0048	0,69	257758	21,301	0,93	0,6387	0,83	0,88	3132	13	3184	42	3152	18	102
033-Z23	0,0070	0,69	177812	21,047	0,84	0,6390	0,75	0,88	3112	12	3185	38	3141	16	102
024-Z16	0,0041	0,78	302098	21,933	0,76	0,6603	0,67	0,85	3126	12	3268	34	3181	15	105
006-Z3	0,0039	0,91	308748	22,269	1,10	0,6706	0,95	0,92	3126	18	3308	49	3196	21	106
010-Z7	0,0030	0,83	396831	25,328	0,91	0,6811	0,71	0,87	3304	18	3349	37	3321	18	101
009-Z6	0,0026	0,45	454178	25,621	0,82	0,6850	0,74	0,88	3313	11	3363	39	3332	16	102
017-Z12	0,0032	0,47	379554	25,527	0,71	0,6862	0,61	0,82	3305	11	3368	32	3329	14	102
025-Z17	0,0036	0,47	334251	26,078	0,78	0,6997	0,59	0,81	3308	16	3419	31	3349	15	103
007-Z4	0,0024	0,46	496101	26,196	0,82	0,7008	0,73	0,87	3312	12	3424	39	3354	16	103
026-Z18	0,0048	0,48	245633	26,111	0,92	0,7022	0,81	0,86	3304	14	3429	43	3351	18	104
018-Z13	0,0018	0,54	670078	26,611	0,65	0,7125	0,55	0,80	3311	11	3468	29	3369	13	105
027-Z19	0,0021	0,50	628841	21,410	1,25	0,5808	1,20	0,96	3291	11	2952	57	3157	24	90
035-Z24	0,0047	0,45	269761	23,882	0,79	0,6113	0,56	0,78	3382	17	3075	27	3264	15	91
038-Z26	0,0211	0,98	57620	25,857	1,37	0,6714	1,15	0,83	3359	23	3311	60	3341	27	99
037-Z25B	0,0073	0,35	165840	26,618	1,14	0,6823	1,09	0,95	3379	11	3353	57	3370	22	99

Tabela 4.9 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-106E1 quartzite intercalate with quaiastolite schist.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia1				Rho	Idades (Ma)1				% conc2				
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			207Pb/235U	1σ	1σ %	206Pb/238U		1σ	1σ %	207Pb/206Pb	2σ		206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ
DB106E1_1	0,0594	101	4	59	2	96	3	0,59	31500	26,150	0,49	1,87	0,6760	0,010	1,48	0,79	3311	13	3311	39	3324	16	100
DB106E1_2	0,0000	158	8	120	6	170	8	0,76	49810000	24,970	0,31	1,24	0,6612	0,009	1,33	1,07	3286	10	3268	34	3298	12	99
DB106E1_3	0,0557	107	5	66	3	94	3	0,61	33600	25,780	0,34	1,32	0,6830	0,010	1,46	1,11	3279	11	3355	38	3328	13	102
DB106E1_4	0,0415	163	8	143	8	209	11	0,88	45050	22,310	0,31	1,39	0,5860	0,009	1,54	1,11	3292	11	2971	36	3193	14	90
DB106E1_5	0,1238	49	2	31	2	45	2	0,63	15100	27,950	0,47	1,68	0,7020	0,012	1,71	1,02	3371	14	3404	45	3405	16	101
DB106E1_6	0,0000	291	12	285	13	409	17	0,98	84300000	25,300	0,36	1,42	0,6840	0,010	1,46	1,03	3260	12	3356	40	3318	14	103
DB106E1_7	0,0625	106	5	81	3	115	5	0,76	29900	24,610	0,33	1,34	0,6623	0,010	1,45	1,08	3290	12	3265	36	3287	13	99
DB106E1_8	0,0947	69	3	125	4	178	6	1,82	19750	26,840	0,40	1,49	0,6830	0,011	1,61	1,08	3363	14	3339	42	3372	14	99
DB106E1_9	0,1299	49	2	39	2	58	2	0,81	14400	28,370	0,48	1,69	0,7010	0,013	1,85	1,10	3408	15	3415	48	3415	16	100
DB106E1_10	0,0000	246	5	363	5	502	10	1,48	60950000	26,540	0,54	2,03	0,6550	0,014	2,14	1,05	3428	13	3231	55	3367	20	94
DB106E1_11	0,0512	137	5	138	5	207	7	1,01	36550	25,890	0,35	1,35	0,6830	0,010	1,46	1,08	3309	12	3351	38	3338	13	101
DB106E1_12	0,0000	218	10	193	8	254	10	0,88	56050000	25,540	0,31	1,21	0,6837	0,009	1,35	1,11	3266	10	3356	35	3328	12	103
DB106E1_13	0,0472	159	7	67	2	89	3	0,42	39650	27,150	0,36	1,33	0,6485	0,010	1,50	1,13	3453	11	3215	38	3381	13	93
DB106E1_14	0,0000	226	4	178	3	240	7	0,79	53250000	22,750	0,45	1,98	0,6390	0,013	2,03	1,03	3231	14	3178	52	3219	19	98
DB106E1_15	0,0593	121	6	134	7	200	9	1,11	31550	29,810	0,41	1,38	0,7140	0,011	1,54	1,12	3461	11	3464	42	3478	14	100
DB106E1_16	0,0765	101	3	84	2	127	3	0,84	24450	25,860	0,37	1,43	0,6720	0,010	1,49	1,04	3324	13	3296	40	3333	14	99
DB106E1_17	0,0000	292	16	321	16	436	23	1,10	64400000	23,440	0,40	1,71	0,6390	0,012	1,88	1,10	3253	14	3178	48	3243	17	98
DB106E1_18	0,0831	96	5	192	10	269	14	1,99	22500	26,680	0,41	1,54	0,6800	0,010	1,47	0,96	3349	12	3331	39	3365	15	99
DB106E1_19	0,0690	120	5	103	4	145	6	0,86	27100	24,620	0,33	1,34	0,6650	0,010	1,49	1,11	3262	12	3279	38	3287	13	101
DB106E1_20	0,1830	44	2	37	2	55	2	0,84	10220	27,320	0,49	1,79	0,6840	0,014	2,05	1,14	3401	17	3339	53	3378	17	98
DB106E1_21	0,0515	162	8	130	6	180	7	0,80	36300	24,880	0,38	1,53	0,6700	0,010	1,49	0,98	3250	10	3298	39	3297	15	101
DB106E1_22	0,0444	185	7	228	7	335	9	1,23	42150	28,250	0,43	1,52	0,7020	0,012	1,71	1,12	3382	14	3415	45	3421	15	101
DB106E1_23	0,0490	178	5	117	4	167	5	0,66	38150	24,390	0,39	1,60	0,6620	0,011	1,66	1,04	3252	14	3269	44	3283	15	101
DB106E1_24	0,0530	156	6	116	4	168	6	0,74	35300	25,690	0,35	1,36	0,6838	0,010	1,42	1,04	3265	11	3356	37	3327	13	103

DB106E1_25	0,0385	217	9	131	5	191	8	0,60	48600	25,620	0,33	1,29	0,6614	0,009	1,38	1,07	3306	11	3268	35	3330	12	99
DB106E1_26	0,0851	101	2	75	1	107	2	0,74	21980	24,270	0,33	1,36	0,6520	0,010	1,50	1,11	3250	12	3230	38	3278	13	99
DB106E1_27	0,0815	101	4	104	4	156	5	1,03	22950	29,420	0,44	1,50	0,7090	0,011	1,55	1,04	3427	13	3430	42	3455	14	100
DB106E1_28	0,1207	77	3	29	1	37	2	0,38	15495	23,280	0,38	1,63	0,6160	0,011	1,79	1,09	3287	13	3079	42	3234	16	94
DB106E1_29	0,0000	238	6	312	13	442	17	1,31	50250000	27,930	0,47	1,68	0,6880	0,012	1,74	1,04	3393	13	3365	45	3415	16	99
DB106E1_30	0,0488	184	8	57	2	80	3	0,31	38350	24,970	0,35	1,40	0,6469	0,009	1,44	1,03	3291	11	3214	37	3302	14	98
DB106E1_31	0,0653	153	6	121	5	155	6	0,79	28650	22,670	0,34	1,50	0,6099	0,010	1,56	1,04	3240	12	3061	38	3207	14	94
DB106E1_32	0,0424	216	10	175	8	249	11	0,81	44150	25,220	0,31	1,23	0,6705	0,009	1,33	1,08	3261	11	3299	34	3316	12	101
DB106E1_33	0,1705	51	2	20	1	32	2	0,40	10970	31,310	0,61	1,95	0,7250	0,015	2,07	1,06	3503	16	3484	54	3513	18	99
DB106E1_34	0,0466	198	8	180	6	263	9	0,91	40150	25,050	0,34	1,36	0,6703	0,009	1,37	1,01	3242	11	3303	36	3304	13	102
DB106E1_35	0,0882	102	4	62	3	97	4	0,61	21200	25,930	0,39	1,50	0,6890	0,011	1,60	1,06	3273	13	3365	42	3333	15	103
DB106E1_36	0,0914	101	4	134	6	196	9	1,32	20450	27,840	0,49	1,76	0,6960	0,013	1,87	1,06	3384	16	3402	49	3409	17	101
DB106E1_37	0,0478	216	11	157	7	219	9	0,73	39150	26,480	0,46	1,74	0,6270	0,010	1,59	0,92	3434	11	3125	40	3357	17	91
DB106E1_38	0,0840	105	5	67	3	100	4	0,64	22250	28,360	0,43	1,52	0,7080	0,012	1,69	1,12	3368	13	3431	44	3421	15	102
DB106E1_39	0,1422	64	4	97	6	152	10	1,52	13150	28,810	0,50	1,74	0,7090	0,013	1,83	1,06	3394	15	3441	49	3437	17	101
DB106E1_40	0,0818	109	4	201	5	317	7	1,84	22850	27,530	0,38	1,38	0,7010	0,010	1,43	1,03	3323	12	3421	37	3394	13	103
DB106E1_41	0,0615	153	7	123	5	175	7	0,80	30400	25,490	0,34	1,33	0,6699	0,009	1,37	1,03	3287	12	3289	35	3322	13	100
DB106E1_42	0,0829	111	5	69	4	104	6	0,62	22550	27,380	0,41	1,50	0,7000	0,012	1,71	1,14	3332	12	3394	43	3391	15	102
DB106E1_43	0,0700	137	6	93	4	134	5	0,68	26700	25,110	0,35	1,39	0,6753	0,010	1,42	1,02	3251	11	3320	37	3312	13	102
DB106E1_44	0,0483	202	9	135	6	194	8	0,67	38750	24,540	0,32	1,30	0,6637	0,009	1,37	1,05	3231	11	3270	35	3286	13	101
DB106E1_45	0,0000	278	13	197	9	287	13	0,71	54000000	23,490	0,33	1,40	0,6291	0,009	1,48	1,05	3245	10	3143	37	3248	14	97
DB106E1_46	0,0587	168	8	132	6	190	7	0,78	31850	24,940	0,40	1,60	0,6610	0,010	1,51	0,94	3248	12	3266	39	3298	14	101
DB106E1_47	0,1218	72	4	69	4	108	6	0,96	15350	33,010	0,58	1,76	0,7460	0,014	1,88	1,07	3507	15	3559	52	3561	17	101
DB106E1_48	0,0639	151	8	118	6	170	8	0,78	29250	25,470	0,38	1,49	0,6840	0,010	1,46	0,98	3245	12	3340	39	3315	14	103
DB106E1_49	0,0558	174	9	132	6	191	8	0,76	33500	25,610	0,36	1,41	0,6810	0,010	1,47	1,04	3244	11	3348	39	3321	14	103
DB106E1_50	0,0000	299	15	30	1	51	2	0,10	52250000	22,780	0,29	1,27	0,5942	0,008	1,38	1,08	3274	10	3008	33	3216	13	92
DB106E1_51	0,0797	113	5	86	4	133	5	0,77	23450	31,960	0,49	1,53	0,7440	0,012	1,61	1,05	3463	13	3574	44	3537	14	103
DB106E1_52	0,0602	160	8	127	6	178	8	0,79	31050	25,340	0,35	1,38	0,6800	0,010	1,47	1,06	3237	12	3339	38	3312	13	103

DB106E1_53	0,0529	211	12	141	9	158	5	0,67	35350	23,090	0,42	1,82	0,5990	0,011	1,84	1,01	3255	12	3036	45	3225	18	93
DB106E1_54	0,0719	130	9	62	4	91	6	0,48	26000	30,590	0,49	1,60	0,7130	0,012	1,68	1,05	3460	13	3445	45	3499	15	100
DB106E1_55	0,0878	115	4	71	2	100	3	0,62	21300	24,910	0,36	1,45	0,6580	0,010	1,47	1,02	3265	13	3246	37	3299	14	99
DB106E1_56	0,1030	96	5	78	4	110	5	0,81	18150	25,080	0,40	1,59	0,6730	0,011	1,63	1,02	3256	15	3296	44	3302	15	101
DB106E1_57	0,0914	109	5	80	4	110	5	0,73	20450	25,390	0,37	1,46	0,6680	0,011	1,65	1,13	3289	13	3287	41	3316	14	100
DB106E1_58	0,0782	126	6	91	5	127	6	0,72	23900	25,110	0,36	1,43	0,6810	0,011	1,62	1,13	3249	12	3335	40	3311	14	103
DB106E1_59	0,0714	138	7	98	5	143	7	0,72	26200	25,710	0,39	1,52	0,6800	0,010	1,47	0,97	3269	13	3333	38	3326	14	102
DB106E1_60	0,0749	130	8	126	7	180	10	0,97	24950	27,890	0,43	1,54	0,6960	0,011	1,58	1,03	3350	12	3391	43	3402	15	101
DB106E1_61	0,1586	62	3	77	3	109	5	1,24	11790	26,180	0,46	1,76	0,6810	0,013	1,91	1,09	3300	16	3334	48	3341	17	101
DB106E1_62	0,0431	234	7	194	5	275	7	0,83	43350	25,300	0,40	1,58	0,6760	0,012	1,78	1,12	3254	14	3320	45	3319	15	102
DB106E1_63	0,0789	130	7	92	5	124	6	0,71	23700	24,940	0,41	1,64	0,6650	0,011	1,65	1,01	3233	14	3276	43	3294	15	101
DB106E1_64	0,0534	193	8	167	7	215	8	0,87	35000	24,810	0,34	1,37	0,6620	0,009	1,40	1,03	3233	11	3266	36	3296	14	101
DB106E1_65	0,0575	178	9	138	7	191	9	0,77	32500	24,360	0,33	1,35	0,6538	0,009	1,39	1,03	3218	12	3233	35	3275	13	100
DB106E1_66	0,1336	73	5	79	4	116	6	1,09	14000	28,780	0,50	1,74	0,7140	0,014	1,96	1,13	3391	15	3456	50	3435	17	102
DB106E1_67	0,1272	87	4	62	3	66	3	0,72	14700	22,500	0,37	1,64	0,6120	0,011	1,80	1,09	3219	15	3071	44	3195	16	95
DB106E1_68	0,0977	113	5	61	3	80	4	0,54	19150	22,480	0,36	1,60	0,6070	0,010	1,65	1,03	3216	15	3049	41	3194	16	95
DB106E1_69	0,1019	98	4	63	2	91	3	0,64	18350	25,010	0,37	1,48	0,6660	0,010	1,50	1,01	3231	13	3285	40	3302	15	102
DB106E1_70	0,0921	112	5	78	3	103	4	0,70	20300	24,990	0,36	1,44	0,6610	0,010	1,51	1,05	3247	13	3259	38	3303	14	100
DB106E1_71	0,0689	152	7	112	5	150	7	0,73	27150	25,020	0,35	1,40	0,6614	0,010	1,44	1,03	3238	13	3265	36	3304	14	101
DB106E1_72	0,0486	199	7	306	10	451	11	1,54	38500	28,000	0,36	1,29	0,7170	0,010	1,39	1,08	3297	11	3478	37	3415	12	105
DB106E1_73	0,0537	190	7	137	5	195	7	0,72	34800	25,030	0,35	1,40	0,6740	0,010	1,48	1,06	3218	12	3319	39	3305	14	103
DB106E1_74	0,0562	180	7	143	5	205	7	0,80	33250	25,490	0,33	1,29	0,6722	0,009	1,35	1,05	3241	11	3303	35	3323	13	102
DB106E1_75	0,0695	144	7	103	4	152	6	0,71	26900	25,750	0,36	1,40	0,6900	0,010	1,45	1,04	3223	11	3369	37	3331	13	105
DB106E1_76	0,1243	90	5	76	3	108	4	0,85	15050	27,470	0,51	1,86	0,6340	0,013	2,05	1,10	3456	13	3143	49	3390	18	91
DB106E1_77	0,0928	109	5	63	3	89	4	0,58	20150	25,390	0,36	1,42	0,6790	0,011	1,62	1,14	3238	14	3326	42	3317	14	103

Tabela 4.10 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-106H2 andaluzite schist intercalate with quartzite.

Integração	f ²⁰⁶ (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		2s
DB106H2_1	0,00002	146	5	113	3	160	4	0,77	84150000	24,380	0,200	0,82	0,6583	0,007	0,99	1,20	3291	8	3261	25	3281	8	99
DB106H2_2	0,00003	94	3	58	2	80	2	0,61	53950000	24,830	0,220	0,89	0,6673	0,007	1,05	1,18	3293	9	3293	27	3300	9	100
DB106H2_3	0,00003	101	4	69	3	96	4	0,68	55500000	24,350	0,330	1,36	0,6614	0,010	1,50	1,10	3306	13	3272	38	3283	13	99
DB106H2_4	0,00002	154	5	143	4	204	6	0,93	90200000	23,540	0,300	1,27	0,6323	0,009	1,38	1,08	3289	8	3150	34	3244	12	96
DB106H2_5	0,03789	85	4	56	2	77	4	0,66	49350	25,190	0,350	1,39	0,668	0,010	1,50	1,08	3297	10	3306	39	3310	14	100
DB106H2_6	0,00003	95	3	65	2	110	3	0,69	59800000	26,510	0,280	1,06	0,7117	0,009	1,21	1,14	3305	8	3461	32	3364	10	105
DB106H2_7	0,00003	106	5	67	3	104	4	0,64	62850000	25,060	0,260	1,04	0,6821	0,008	1,16	1,12	3278	9	3345	30	3311	10	102
DB106H2_8	0,00003	126	5	90	3	135	5	0,72	73900000	24,900	0,240	0,96	0,6733	0,008	1,11	1,16	3293	10	3319	29	3304	10	101
DB106H2_9	0,04156	76	3	42	2	68	3	0,56	45000	25,360	0,270	1,06	0,6852	0,009	1,26	1,18	3304	10	3359	32	3318	10	102
DB106H2_10	0,00004	91	4	79	2	103	3	0,87	53100000	24,510	0,260	1,06	0,6589	0,008	1,21	1,14	3295	9	3256	31	3287	10	99
DB106H2_11	0,00003	146	4	84	3	118	4	0,58	73700000	22,040	0,320	1,45	0,5997	0,009	1,53	1,06	3282	11	3021	37	3184	14	92
DB106H2_12	0,01019	318	9	274	8	401	12	0,86	183500	27,200	0,340	1,25	0,6869	0,010	1,43	1,14	3399	10	3364	38	3391	13	99
DB106H2_13	0,00003	97	4	62	2	93	2	0,64	57150000	25,310	0,240	0,95	0,6792	0,007	1,07	1,13	3309	8	3336	28	3317	9	101

Tabela 4.11 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-18A quartzite.

Spot	f_{206} (%)	Th/U calculada	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	
005-Z2	0,0012	0,38	1003806	23,877	0,69	0,6397	0,58	0,81	3265	12	3188	29	3263	13	98
006-Z3	0,0071	0,50	175807	23,806	0,74	0,6368	0,59	0,74	3268	14	3176	29	3260	14	97
007-Z4	0,0056	0,38	217924	24,537	0,79	0,6625	0,65	0,78	3253	15	3277	33	3290	15	101
008-Z5	0,0082	0,36	149455	24,622	0,75	0,6677	0,60	0,75	3246	14	3297	31	3293	15	102
009-Z6	0,0046	0,35	267176	24,210	0,75	0,6577	0,62	0,78	3243	14	3258	32	3277	15	100
010-Z7	0,0040	0,36	296609	28,398	0,73	0,7119	0,62	0,80	3369	13	3466	33	3433	14	103
013-Z8	0,0077	0,35	156136	25,689	1,24	0,6934	1,06	0,84	3254	21	3396	56	3335	24	104
014-Z9	0,0072	0,37	171599	24,391	0,92	0,6573	0,76	0,81	3256	17	3257	39	3284	18	100
015-Z10	0,0045	0,34	272870	24,794	0,81	0,6671	0,68	0,81	3259	14	3295	35	3300	16	101
016-Z11	0,0097	0,34	125773	24,661	0,89	0,6642	0,78	0,86	3257	14	3283	40	3295	17	101
018-Z13	0,0033	0,34	364929	25,099	0,77	0,6841	0,67	0,84	3238	12	3360	35	3312	15	104
019-Z14	0,0081	0,35	148955	24,823	0,95	0,6741	0,78	0,80	3244	18	3322	41	3301	19	102
020-Z15	0,0051	0,36	240474	24,495	0,93	0,6674	0,75	0,77	3239	18	3296	39	3288	18	102
023-Z16	0,0119	0,41	106632	22,688	0,88	0,6206	0,70	0,77	3233	17	3112	35	3214	17	96
024-Z17	0,0179	0,38	68581	24,386	0,83	0,6618	0,66	0,76	3245	16	3274	34	3284	16	101
025-Z18	0,0052	0,33	236095	24,154	0,96	0,6508	0,88	0,90	3256	13	3231	45	3275	19	99
026-Z19	0,0061	0,57	218376	20,394	0,82	0,5613	0,72	0,87	3223	12	2872	34	3110	16	89
027-Z20	0,0034	0,35	351788	26,139	0,74	0,7051	0,64	0,83	3255	12	3440	34	3352	14	106
028-Z21	0,0093	0,48	131104	25,113	0,89	0,6731	0,79	0,87	3265	13	3318	41	3313	17	102
029-Z22	0,0090	0,39	132925	25,701	0,94	0,6929	0,82	0,85	3255	15	3394	43	3335	18	104
030-Z23	0,0042	0,37	290010	25,058	0,84	0,6728	0,68	0,77	3262	16	3317	35	3310	16	102
033-Z24	0,0103	0,36	117330	25,374	0,82	0,6794	0,66	0,78	3266	15	3342	35	3323	16	102
034-Z25	0,0087	0,37	136492	25,749	0,72	0,6943	0,58	0,75	3255	14	3399	30	3337	14	104

035-Z26	0,0075	0,38	161174	25,142	0,95	0,6766	0,82	0,85	3258	15	3331	43	3314	19	102
036-Z27	0,0043	0,33	276244	25,836	0,68	0,6919	0,55	0,74	3266	13	3390	29	3340	13	104
037-Z28	0,0062	0,37	192755	25,674	0,73	0,6911	0,63	0,84	3258	12	3387	33	3334	14	104
038-Z29	0,0053	0,37	226742	25,682	0,90	0,6924	0,80	0,87	3256	13	3392	42	3335	18	104
043-Z31	0,0086	0,43	140026	25,451	1,05	0,6845	0,83	0,77	3259	21	3362	43	3326	21	103
046-Z34	0,0024	0,45	494509	28,550	1,23	0,7191	1,04	0,84	3362	21	3493	56	3438	24	104
047-Z35	0,0031	0,34	383501	25,417	1,34	0,6899	0,93	0,67	3245	31	3382	49	3324	26	104
050-Z38	0,0043	0,55	286917	24,500	1,59	0,6561	0,88	0,53	3266	43	3252	45	3288	31	100
054-Z40	0,0024	0,36	508854	25,400	0,93	0,6803	0,73	0,76	3266	18	3345	38	3324	18	102
055-Z41	0,0030	0,36	392599	26,114	0,92	0,6993	0,71	0,74	3266	19	3418	38	3351	18	105
056-Z42	0,0033	0,38	368506	25,105	0,83	0,6745	0,77	0,92	3261	10	3323	40	3312	16	102
057-Z43	0,0046	0,32	257161	26,629	1,16	0,7106	1,09	0,93	3272	13	3461	58	3370	23	106
058-Z44	0,0028	0,39	425416	26,142	0,87	0,6992	0,79	0,89	3268	12	3418	42	3352	17	105
060-Z46	0,0048	0,39	249718	25,905	0,97	0,6943	0,77	0,77	3265	19	3399	41	3343	19	104
064-Z48	0,0052	0,40	231513	25,638	0,82	0,6885	0,77	0,92	3262	10	3377	40	3333	16	104
065-Z49	0,0104	0,37	115410	25,508	0,82	0,6859	0,67	0,79	3260	15	3367	35	3328	16	103
066-Z50	0,0106	0,28	114014	25,550	0,93	0,6839	0,83	0,87	3267	14	3359	43	3329	18	103
069-Z53	0,0074	0,39	167365	24,168	0,78	0,6481	0,68	0,85	3264	12	3221	35	3275	15	99
070-Z54	0,0062	0,38	198041	24,811	0,99	0,6661	0,84	0,83	3262	17	3291	43	3301	19	101
073-Z55	0,0074	0,40	166097	24,096	1,10	0,6505	0,88	0,78	3253	21	3230	45	3272	21	99
074-Z56	0,0176	0,47	69562	26,318	1,31	0,6609	1,21	0,92	3367	16	3271	62	3358	26	97
075-Z57	0,0027	0,35	463890	23,812	1,08	0,6424	0,90	0,81	3254	20	3198	45	3261	21	98
076-Z58	0,0076	0,32	161262	24,415	1,12	0,6562	0,79	0,68	3260	26	3252	40	3285	22	100
077-Z59	0,0065	0,35	194459	23,297	0,73	0,6244	0,63	0,83	3265	12	3127	31	3239	14	96
079-Z61	0,0244	0,43	50647	23,934	1,53	0,6491	1,35	0,88	3246	23	3225	69	3266	30	99

Tabela 4.12 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-101D quartzite.

Spot	f_{206} (%)	Th/U calculada	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	
004-Z1	0,0135	0,35	93025	23,424	1,08	0,6281	0,99	0,91	3264	14	3142	49	3245	21	96
005-Z2	0,0298	0,33	41900	23,851	1,55	0,6367	1,32	0,85	3271	26	3176	66	3262	30	97
006-Z3	0,0134	0,38	89991	25,619	1,72	0,6845	1,30	0,75	3270	36	3362	68	3332	34	103
007-Z4	0,0053	0,39	224598	25,700	1,09	0,6967	0,99	0,89	3247	15	3408	52	3335	21	105
008-Z5	0,0060	0,19	197657	28,295	1,06	0,6945	0,98	0,92	3402	13	3400	52	3429	21	100
010-Z7	0,0067	0,35	180467	25,353	0,96	0,6795	0,82	0,84	3265	16	3342	43	3322	19	102
013-Z8	0,0058	0,35	219494	24,752	1,29	0,6179	1,24	0,96	3376	11	3102	61	3298	25	92
014-Z9	0,0254	0,38	51116	21,847	1,21	0,5881	1,15	0,95	3258	12	2982	55	3177	23	92
015-Z10	0,0060	0,47	200246	25,885	1,07	0,6924	1,00	0,93	3268	12	3392	53	3342	21	104
016-Z11	0,0047	0,37	255040	27,657	1,01	0,6958	0,90	0,88	3364	15	3405	48	3407	20	101
017-Z12	0,0123	0,43	97493	25,815	1,31	0,6898	1,18	0,89	3269	18	3382	62	3340	26	103
018-Z13	0,0197	0,31	61929	24,856	1,39	0,6679	1,17	0,84	3261	24	3298	60	3303	27	101
030-Z23	0,0095	0,37	125284	25,830	1,23	0,6920	0,92	0,73	3265	26	3390	48	3340	24	104
033-Z24	0,0095	0,44	125948	26,047	1,52	0,6970	1,32	0,86	3267	25	3409	70	3348	30	104
037-Z28	0,0009	0,29	1387365	27,957	1,35	0,7041	1,13	0,83	3362	24	3436	60	3418	26	102
038-Z29	0,0034	0,28	358908	25,654	0,81	0,6527	0,74	0,89	3346	11	3239	37	3333	16	97
039-Z30	0,0088	0,45	137414	25,181	1,35	0,6731	1,26	0,93	3269	16	3318	65	3315	26	101
044-Z32	0,0005	0,44	2458407	25,130	0,73	0,6714	0,64	0,85	3270	11	3311	33	3313	14	101
045-Z33	0,0084	0,33	147152	24,316	0,80	0,6479	0,71	0,86	3274	12	3220	36	3281	16	98
047-Z35	0,0144	0,42	83979	25,270	1,18	0,6777	1,02	0,85	3264	20	3336	53	3319	23	102
048-Z36	0,0085	0,24	145695	24,256	1,22	0,6535	1,12	0,91	3257	16	3242	57	3279	24	100
054-Z40	0,0057	0,34	214808	24,449	0,85	0,6609	0,71	0,80	3251	15	3270	36	3286	17	101
055-Z41	0,0062	0,44	189624	28,665	0,94	0,7084	0,82	0,86	3392	14	3452	44	3442	18	102
058-Z44	0,0029	0,43	411266	25,599	0,83	0,6864	0,75	0,88	3264	12	3369	39	3331	16	103

059-Z45	0,0087	0,30	142963	24,169	0,71	0,6500	0,59	0,78	3259	13	3228	30	3275	14	99
060-Z46	0,0061	0,34	198402	24,891	0,80	0,6682	0,68	0,82	3262	14	3299	35	3304	16	101
064-Z48	0,0080	0,56	149643	28,175	0,86	0,6922	0,76	0,87	3401	13	3391	40	3425	17	100
065-Z49	0,0053	0,41	232510	24,066	0,67	0,6494	0,57	0,80	3254	12	3226	29	3271	13	99
066-Z50	0,0027	0,44	451616	24,827	0,74	0,6662	0,65	0,85	3263	11	3291	33	3301	14	101
067-Z51	0,0286	0,46	46185	20,511	1,55	0,5656	1,30	0,83	3220	27	2890	61	3116	30	90
068-Z52	0,0151	0,29	80695	25,000	0,96	0,6656	0,80	0,81	3275	17	3289	41	3308	19	100
069-Z53	0,0042	0,43	292724	24,491	0,74	0,6579	0,67	0,88	3261	10	3259	34	3288	14	100
070-Z54	0,0040	0,54	305009	24,859	0,73	0,6668	0,64	0,85	3263	11	3294	33	3303	14	101
075-Z57	0,0053	0,40	232241	24,541	0,74	0,6581	0,62	0,80	3264	13	3260	32	3290	14	100
077-Z59	0,0057	0,47	213184	25,546	1,49	0,6830	1,09	0,72	3269	33	3356	57	3329	29	103
079-Z61	0,0061	0,58	208393	23,074	1,14	0,6231	1,07	0,94	3253	13	3122	53	3230	22	96

Tabela 4.13 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-167A muscovite quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			207Pb/235U	1σ	1σ %	206Pb/238U	1σ	1σ %	Rho	207Pb/206Pb	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U		2σ
DB167A_1	0,05	121	5	139	6	79	3	1,15	37050	9,030	0,120	1,33	0,4223	0,0056	1,33	1,00	2418	13	2270	25	2339	12	94
DB167A_2	0,06	119	6	133	7	59	3	1,12	31700	6,932	0,092	1,33	0,3816	0,0047	1,23	0,93	2144	13	2085	22	2098	11	97
DB167A_3	0,04	160	5	140	6	54	2	0,87	44050	7,399	0,089	1,20	0,3807	0,0044	1,16	0,96	2243	11	2084	21	2158	11	93
DB167A_4	0,06	124	5	129	5	66	3	1,04	33150	7,121	0,097	1,36	0,3785	0,0052	1,37	1,01	2196	13	2066	24	2122	12	94
DB167A_5	0,07	94	3	129	5	63	3	1,38	25000	6,747	0,092	1,36	0,3798	0,0051	1,34	0,98	2106	16	2077	24	2076	12	99
DB167A_6	0,08	81	2	59	1	30	1	0,73	22395	7,140	0,100	1,40	0,3888	0,0055	1,41	1,01	2149	14	2117	25	2125	12	99
DB167A_7	0,07	104	4	159	7	72	3	1,52	26900	6,660	0,110	1,65	0,3601	0,0056	1,56	0,94	2177	13	1984	27	2062	14	91
DB167A_8	0,06	123	9	121	10	71	5	0,98	32150	6,920	0,110	1,59	0,3833	0,0056	1,46	0,92	2133	16	2089	26	2096	14	98
DB167A_9	0,07	104	4	160	7	85	3	1,53	27500	7,100	0,100	1,41	0,3920	0,0050	1,28	0,91	2134	13	2128	23	2122	13	100
DB167A_10	0,07	101	3	76	2	38	1	0,75	26250	6,919	0,094	1,36	0,3793	0,0053	1,40	1,03	2148	14	2074	25	2101	12	97
DB167A_11	0,12	60	1	69	2	36	2	1,15	15540	6,960	0,110	1,58	0,3806	0,0060	1,58	1,00	2160	18	2075	28	2108	14	96
DB167A_12	0,07	102	4	62	3	35	2	0,61	25450	6,892	0,094	1,36	0,3651	0,0049	1,34	0,98	2206	15	2003	23	2102	12	91
DB167A_13	0,30	24	1	39	2	20	1	1,67	6185	7,370	0,180	2,44	0,3794	0,0090	2,37	0,97	2286	31	2060	41	2152	22	90
DB167A_14	0,06	108	4	96	2	54	1	0,89	30150	7,326	0,097	1,32	0,3891	0,0051	1,31	0,99	2177	14	2118	24	2152	12	97
DB167A_15	0,05	151	6	194	9	102	4	1,29	40250	6,893	0,089	1,29	0,3797	0,0044	1,16	0,90	2130	13	2073	20	2093	11	97
DB167A_16	0,11	66	3	134	5	69	2	2,03	17300	6,890	0,120	1,74	0,3701	0,0054	1,46	0,84	2167	17	2028	25	2089	15	94
DB167A_17	0,08	85	3	101	3	51	2	1,18	22650	6,810	0,100	1,47	0,3693	0,0050	1,35	0,92	2144	15	2023	23	2082	13	94
DB167A_18	0,10	66	3	77	5	37	2	1,16	18450	7,260	0,130	1,79	0,3968	0,0064	1,61	0,90	2145	17	2154	29	2145	15	100
DB167A_19	0,11	62	2	69	2	35	1	1,11	17100	6,950	0,110	1,58	0,3837	0,0057	1,49	0,94	2135	17	2093	26	2105	14	98
DB167A_20	0,04	207	8	263	7	112	4	1,27	49150	6,270	0,100	1,59	0,3418	0,0056	1,64	1,03	2130	12	1896	27	2014	14	89
DB167A_21	0,12	51	2	61	3	38	2	1,21	15475	8,230	0,140	1,70	0,4147	0,0073	1,76	1,03	2277	18	2237	33	2251	16	98
DB167A_22	0,09	73	2	25	1	12	1	0,34	21025	7,730	0,110	1,42	0,4021	0,0055	1,37	0,96	2222	15	2176	25	2196	13	98

Tabela 4.14 - LA-ICPMS U-Pb in situ data of detrital zircon of sample DB-167B muscovite quartzite.

Integração	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/U calculada	206Pb/204Pb	Dados para concordia1						Idades (Ma)1						% conc2	
		(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s	(mg.g-1)	2s			207Pb/235U	1s	1s %	206Pb/238U	1s	1s %	Rho	207Pb/206Pb	2s	206Pb/238U	2s	207Pb/235U		2s
DB167B_1	0,10	96	5	67	4	68	4	0,70	18350	7,780	0,140	1,80	0,4167	0,0069	1,66	0,92	2186	19	2239	31	2201	16	102
DB167B_2	0,07	152	5	99	3	102	4	0,65	26600	6,840	0,130	1,90	0,3667	0,0070	1,91	1,00	2164	15	2009	33	2083	17	93
DB167B_3	0,05	182	7	72	2	80	3	0,40	34700	7,270	0,130	1,79	0,3944	0,0077	1,95	1,09	2133	14	2138	36	2141	16	100
DB167B_4	0,06	159	5	80	2	90	3	0,50	30200	7,110	0,140	1,97	0,3856	0,0079	2,05	1,04	2137	15	2094	37	2121	17	98
DB167B_5	0,18	54	2	38	2	37	2	0,70	10560	7,380	0,150	2,03	0,4095	0,0085	2,08	1,02	2132	22	2211	39	2159	18	104
DB167B_6	0,17	58	2	39	1	40	2	0,67	11265	7,560	0,160	2,12	0,4051	0,0081	2,00	0,94	2167	23	2184	37	2173	18	101
DB167B_7	0,07	140	5	80	2	79	3	0,57	27750	7,520	0,140	1,86	0,4025	0,0083	2,06	1,11	2175	15	2168	38	2176	17	100
DB167B_8	0,06	158	5	82	2	93	4	0,52	31800	8,100	0,190	2,35	0,4260	0,0081	1,90	0,81	2192	19	2275	36	2214	18	104
DB167B_9	0,08	118	6	135	5	135	6	1,15	22800	7,440	0,120	1,61	0,4079	0,0070	1,72	1,06	2144	17	2207	32	2165	15	103
DB167B_10	0,07	133	7	145	5	182	10	1,10	27000	9,940	0,180	1,81	0,4260	0,0085	2,00	1,10	2551	16	2290	38	2427	17	90
DB167B_11	0,10	102	5	84	4	73	5	0,82	18650	6,910	0,140	2,03	0,3681	0,0080	2,17	1,07	2181	17	2015	37	2097	18	92
DB167B_12	0,09	100	5	79	3	85	4	0,79	20200	7,910	0,150	1,90	0,4202	0,0080	1,90	1,00	2224	18	2257	36	2225	17	101
DB167B_13	0,07	143	5	93	2	91	3	0,65	28100	7,740	0,120	1,55	0,4141	0,0060	1,45	0,93	2176	15	2230	27	2196	14	102
DB167B_14	0,05	169	9	79	3	96	5	0,47	35700	8,030	0,130	1,62	0,4306	0,0077	1,79	1,10	2177	15	2306	35	2234	15	106
DB167B_15	0,14	69	3	58	2	65	3	0,84	13810	7,910	0,160	2,02	0,4278	0,0083	1,94	0,96	2172	22	2285	37	2218	19	105
DB167B_16	0,08	116	6	48	2	51	3	0,41	23050	8,010	0,150	1,87	0,4190	0,0079	1,89	1,01	2230	19	2256	36	2231	16	101
DB167B_17	0,08	126	5	25	1	28	2	0,19	24600	7,540	0,130	1,72	0,4135	0,0077	1,86	1,08	2140	17	2234	35	2174	15	104
DB167B_18	0,04	254	9	227	6	235	12	0,89	48850	7,420	0,160	2,16	0,3977	0,0093	2,34	1,08	2151	17	2144	43	2151	20	100
DB167B_19	0,10	101	4	67	2	67	3	0,66	19400	7,890	0,140	1,77	0,4194	0,0072	1,72	0,97	2196	18	2253	33	2217	16	103
DB167B_20	0,06	173	8	66	2	71	3	0,38	30600	6,430	0,120	1,87	0,3598	0,0071	1,97	1,06	2104	17	1978	33	2035	17	94
DB167B_21	0,06	155	8	143	6	162	9	0,92	29250	7,110	0,120	1,69	0,3868	0,0069	1,78	1,06	2121	18	2107	32	2123	15	99
DB167B_22	0,06	148	5	69	2	71	3	0,47	29050	7,600	0,120	1,58	0,4098	0,0065	1,59	1,00	2148	18	2212	30	2183	14	103
DB167B_23	0,08	116	6	52	2	56	3	0,44	23100	7,860	0,140	1,78	0,4095	0,0073	1,78	1,00	2203	17	2210	34	2210	16	100
DB167B_24	0,06	140	4	135	2	173	4	0,96	32750	12,050	0,200	1,66	0,4915	0,0094	1,91	1,15	2611	15	2577	41	2605	15	99

DB167B_25	0,07	138	6	123	4	116	5	0,89	25700	7,490	0,120	1,60	0,4001	0,0063	1,57	0,98	2138	15	2170	28	2171	14	101
DB167B_26	0,04	296	10	200	5	218	8	0,68	50500	6,870	0,120	1,75	0,3606	0,0067	1,86	1,06	2186	14	1979	32	2094	15	91
DB167B_27	0,04	243	10	79	2	103	4	0,32	42500	7,300	0,130	1,78	0,3876	0,0076	1,96	1,10	2156	16	2106	35	2139	16	98
DB167B_28	0,07	155	6	122	3	134	5	0,79	27650	7,000	0,130	1,86	0,3835	0,0072	1,88	1,01	2115	17	2088	34	2105	16	99
DB167B_29	0,04	243	10	28	1	34	2	0,12	44350	7,790	0,110	1,41	0,4131	0,0060	1,45	1,03	2169	14	2230	27	2203	12	103
DB167B_30	0,07	161	7	84	3	99	5	0,52	26200	6,480	0,120	1,85	0,3617	0,0075	2,07	1,12	2092	17	1991	35	2037	17	95
DB167B_31	0,05	175	9	118	5	170	10	0,68	39550	12,250	0,220	1,80	0,5144	0,0098	1,91	1,06	2570	13	2670	41	2617	17	104
DB167B_32	0,08	134	4	76	3	87	3	0,56	22400	7,020	0,130	1,85	0,3843	0,0073	1,90	1,03	2149	17	2096	34	2109	16	98
DB167B_33	0,21	54	1	34	1	33	1	0,63	9070	7,140	0,150	2,10	0,3957	0,0081	2,05	0,97	2141	24	2147	37	2128	19	100
DB167B_34	0,13	85	3	55	2	57	2	0,64	14785	7,060	0,130	1,84	0,3943	0,0072	1,83	0,99	2109	20	2140	33	2114	17	101
DB167B_35	0,04	229	7	77	3	96	4	0,34	45050	10,420	0,240	2,30	0,4480	0,0100	2,23	0,97	2534	14	2382	45	2471	22	94
DB167B_36	0,06	189	9	129	5	137	6	0,68	30650	6,780	0,100	1,47	0,3704	0,0065	1,75	1,19	2146	16	2026	30	2079	13	94

¹ dados sem correção de Pb comum

² Concordância (idade ^{206}Pb - ^{238}U /idade ^{207}Pb - ^{206}Pb)*100

f_{206c} = the proportion of the ^{206}Pb ion beam that is common, calculated as $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{model}}/(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{measured}} * 100$

where $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{measured}} = (\text{Stacey and Kramers, 1975})$ $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio at the apparent (non-common Pb corrected) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age