



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 557

GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Hf-Nd DOS ORTOGNAISSES E GRANITOIDES DA REGIÃO DE GRANJEIRO-VÁRZEA ALEGRE (CE), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

Dissertação apresentada por:

DANIELLA SOARES CAVALCANTI VIEIRA

Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

**BELÉM
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

V657 Vieira, Daniella Soares Cavalcanti
 Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf-Nd dos
 ortognaisses e granitoides da região de Granjeiro-Várzea Alegre
 (CE), Domínio Rio Grande do Norte / Daniella Soares Cavalcanti
 Vieira. — 2019.
 xv, 61 f. : il. color.

 Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
 Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em
 Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade
 Federal do Pará, Belém, 2019.

 1. Geocronologia U-Pb-Hf. 2. Isótopos de Nd. 3. Domínio
 Rio Grande do Norte. 4. Província Borborema. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Hf-Nd DOS ORTOGNAISSES E GRANITOIDES DA REGIÃO DE GRANJEIRO-VÁRZEA ALEGRE (CE), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
DANIELLA SOARES CAVALCANTI VIEIRA

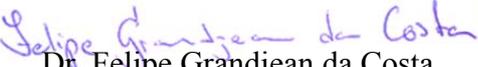
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

Data de Aprovação: 08 / 07 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Marco Antonio Galarza Toro
Orientador – UFPA


Prof. Candido Augusto Veloso Moura
Membro – UFPE


Dr. Felipe Grandjean da Costa
Membro – CPRM/CE

Aos meus pais, por acreditarem.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Sandra e Oscar, que com o amor inimaginável que são capazes de me dar, todos os dias, formaram a pessoa que sou e me motivam a continuar.

Ao meu irmão, Daniell, por me ouvir sempre que necessário e por nunca desistir de me animar.

Ao meu orientador, Professor Marco Antonio Galarza, por ter me oferecido a oportunidade de realizar este trabalho, pela paciência, compreensão, orientação e ajuda ao longo do caminho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFGA) e ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos.

Aos amigos Williamy Felix, Danilo Cruz e Alexandre Ribeiro, pelas inúmeras horas de discussão gastas diariamente e pela disponibilidade em ajudar e me socorrer, sempre que foi preciso.

Aos amigos Evelyn Melo, Isabella Miranda, Paulo Hericklys, Alan Queiroz, Camilla Brito, entre outros, por me emprestarem o ouvido e o abraço nas tantas vezes que me foram necessárias.

Agradeço aos técnicos e amigos, Joelma Lobo e Bruno Fernandes (Laboratório de Laminação) pelo carinho gigante com que me recebiam sempre que eu batia a sua porta e pelo cuidado e agilidade com que trataram minhas amostras.

Ao Luiz Carlos Cristo, cuja amizade eu sempre pude contar em qualquer momento. Obrigada por ter dividido comigo o peso das amostras e pelas horas de trabalho voluntário no OPA.

E em especial, ao Guilherme Raffaeli, pelos puxões de orelha necessários, por me motivar a ser melhor, por sempre estar disposto a ajudar, por acreditar em mim quando eu duvidei, por me acalmar e pelo amor. Teria sido um caminho muito mais difícil sem você.

A todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram a realizar esse trabalho e a seguir em frente quando eu me encontrava estagnada, muito obrigada.

“Before my birth there was infinite time, and after my death, inexhaustible time. I never thought of it before: I’d been living luminously between two eternities of darkness.”

Orhan Pamuk

RESUMO

A Província Borborema se estende por aproximadamente 450.000 km² no nordeste do Brasil e representa uma unidade geotectônica complexa, caracterizada por uma colagem de blocos crustais com diferentes idades, origens e evolução. Compreende domínios, como o Complexo Granjeiro, cujo embasamento gnáissico paleoproterozóico altamente deformado incluem localmente núcleos arqueanos que se alternam com remanescentes de rochas supracrustais paleoproterozóicas e neoproterozóicas, sendo todo conjunto intrudido por numerosos corpos graníticos de idade Brasileira (ca. 0.60-0.50 Ga) colocados ao longo de zonas de cisalhamento. Na região de Granjeiro-Várzea Alegre (CE), a norte do Lineamento Patos, um conjunto variado de rochas forma um sistema imbricado, do tipo Duplex, cujas unidades apresentam diferentes idades. Estudos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em zircão por espectrometria de massa com laser ablation (LA-ICP-MS) foram realizados em 5 amostras e forneceram idades de cristalização para Hornblenda-Biotita Gnaiss tonalítico 2549 ± 16 Ma (OG-07) 2532 ± 10 Ma (OG-03) do Complexo Granjeiro; Hornblenda ortognaiss tonalítico 2354 ± 15 Ma (OG-05) do Complexo Arrojado; Hornblenda-Biotita Gnaiss monzogranítico 2224 ± 12 Ma (OG-09) da Suíte Várzea Alegre e para o Biotita Monzogranito 570 ± 6 Ma (G-02) do Arco Magmático Pereiro. As assinaturas isotópicas de Hf (zircão) e Nd (rocha total) forneceram idades-modelo (Hf-T_{DM}; Nd-T_{DM}) para essas rochas, respectivamente: OG-07 (2,75 a 2,93 Ga; 2,54 Ga), OG-03 (2,70 a 2,96 Ga e 2,75 Ga), OG-05 (2,92 a 3,06 Ga; 2,96 Ga) e OG-09 (2,84 a 3,01 Ga; 2,90 Ga) e para o granitoide G-02 (2,94 a 3,27 Ga; 2,10 Ga). Os parâmetros $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ para essas rochas, respectivamente, foram OG-07 (ϵ_{Hf} : +1,41 a +4,33; ϵ_{Nd} : +2,81) e OG-03 (ϵ_{Hf} : +3,16 a +4,79; ϵ_{Nd} : -0,37) sugerem a contribuição de fontes juvenis nos protólitos dessas rochas; OG-05 (ϵ_{Hf} : -0,28 a -4,11; ϵ_{Nd} : -0,23) e OG-09 (ϵ_{Hf} : -3,86 a -1,15; ϵ_{Nd} : -5,31) sugere retrabalhamento de fonte crustal arqueana na gênese do protólito dessas rochas. Os valores do granitoide G-02 (ϵ_{Hf} : -23,70 a -29,15; ϵ_{Nd} : -20,10) são fortemente negativos sugerindo que o magma que originou essas rochas é produto de retrabalhamento de fontes paleoproterozoicas (riaciana-sideriana) a mesoarqueana. Os resultados isotópicos integrados (U-Pb e Hf-Nd) permitiram então a identificação de pelo menos 4 eventos tectono-magmáticos na região de Granjeiro-Várzea Alegre. O intervalo de idade (ca. 2,54-2,53 Ga) e assinaturas juvenis marcam um momento de crescimento crustal arqueano relacionado ao embasamento do Complexo Granjeiro. Também foi reconhecida uma formação de crosta paleoproterozoica (ca. 2,35 Ga), correlacionada ao Complexo Arrojado, cujos valores negativos de ϵ_{Hf} e ϵ_{Nd} sugerem uma gênese a partir de fontes derivadas de crosta

arqueana retrabalhada. As rochas do Complexo Granjeiro teriam sido deformadas e assimiladas em um evento de crescimento crustal ca. 2,22 Ga, que teria gerado as rochas da Suíte Várzea Alegre. A idade de 570 Ma registra o último episódio magmático identificado e marca o desenvolvimento das zonas de cisalhamento da Província Borborema que afetaram e deformaram as rochas arqueanas e paleoproterozoicas desse domínio.

Palavras-chave: Geocronologia U-Pb-Hf, Isótopos de Nd, Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema.

ABSTRACT

The Borborema Province extends for approximately 450,000 km² in the northeastern portion of Brazil and represents a complex geotectonic unit, characterized by a collage of crustal blocks with different ages, origins and evolution. Comprises domains such as the Granjeiro Complex, whose highly deformed paleoproterozoic gneissic basement locally includes Archaean nuclei that alternate with remnants of supoprostal and paleoproterozoic supracrustal rocks, all intruded by numerous granite bodies of Brazilian age (ca. 0.60-0.50 Ga) placed along shear zones. In the region of Granjeiro-Várzea Alegre (CE), north of the Patos Lineament, a variety of rocks forms an imbricated system, Duplex type, with units of different ages. Geochronological studies of U-Pb and Lu-Hf in zircon by laser ablation mass spectrometry (LA-ICP-MS) were performed in 5 samples and provided crystallization ages for a Hornblende-Biotite tonalitic gneiss at 2549 ± 16 Ma (OG-07) and at 2532 ± 10 Ma (OG-03) of the Granjeiro Complex; a Hornblende tonalitic orthogneiss at 2354 ± 15 Ma (OG-05) of the Arrojado Complex; a Hornblende-Biotite monzogranitic orthogneiss at 2224 ± 12 Ma (OG-09) from the Várzea Alegre Suite and for a Biotita Monzogranite at 570 ± 6 Ma (G-02) from the Pereiro magmatic arc. The isotopic signatures of Hf (zircon) and Nd (whole-rock) provided model ages (Hf-T_{DM}; Nd-T_{DM}) for these rocks, respectively: OG-07 (2.75 to 2.93 Ga, 2.54 Ga), OG-03 (2.70 to 2.96 Ga and 2.75 Ga), OG-05 (2.92 to 3.06 Ga, 2.96 Ga) and OG-09 (2.84 to 3.01 Ga; 2.90 Ga) and for the granitoid G-02 (2.94 to 3.27 Ga, 2.10 Ga). The parameters $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ for these rocks, respectively, were OG-07 (ϵ_{Hf} : +1.41 to +4.33; ϵ_{Nd} : +2.81) and OG-03 (ϵ_{Hf} : +3.16 to +4.79, ϵ_{Nd} : -0.37) suggesting contribution of juvenile sources in the protoliths of these rocks; OG-05 (ϵ_{Hf} : -0.28 to -4.11, ϵ_{Nd} : -0.23) and OG-09 (ϵ_{Hf} : -3.86 to -1.15; ϵ_{Nd} : -5.31) suggesting reworking of Archaean crustal source. The values of the granitoid G-02 (ϵ_{Hf} : -23.70 to -29.15; ϵ_{Nd} : -20.10) are strongly negative, suggesting that the magma that originated these rocks was product of reworking of paleoproterozoic (Rhyacian-Siderian) and mesoarquean sources. The integrated isotopic results (U-Pb and Hf-Nd) allowed the identification of at least 4 tectono-magmatic events in the region of Granjeiro-Várzea Alegre. The age range (ca. 2.54-2.53 Ga) and juvenile signatures mark a moment of Archaean crustal growth related to the formation of the Granjeiro Complex. It was also recognized a formation of paleoproterozoic crust (ca. 2.35 Ga), correlated to the Arrojado Complex, whose negative values of ϵ_{Hf} and ϵ_{Nd} suggest sources derived from reworked Archaean crust. The rocks of the Granjeiro Complex would have been deformed and assimilated in an event of crustal growth ca. 2.22 Ga, that generated the rocks of the Várzea

Alegre Suite. The age of 570 Ma records the last magmatic episode and marks the development of the Borborema Province shear zones that affected and deformed the archaean and paleoproterozoic rocks of this domain.

Keywords: U-Pb-Hf Geochronology, Nd Isotopes, Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização geográfica da área de estudo em relação ao estado do Ceará e a Folha Cedro (SA. 24 -Y- B-IV).....	2
Figura 2. A) Reconstrução pré-deriva do NE do Brasil e NW da África no final do Neoproterozoico; B) Localização da Província Borborema na região NE do Brasil e sua compartimentação em domínios tectônicos.....	12
Figura 3. Mapa geológico simplificado da área de estudo e de amostragem.....	16
Figura 4. Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) com a composição modal para as rochas estudadas, mostrando as tendências de composição das séries de granitoides.....	17
Figura 5. Aspectos petrográficos do Biotita Monzogranito.....	20
Figura 6. Aspectos petrográficos do Hornblenda-Biotita Ortonaisse monzogranítico.....	22
Figura 7. Características petrográficas representativas do Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico.....	24
Figura 8. Características petrográficas do Hornblenda Ortognaisse tonalítico.....	25
Figura 9. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-07.....	27
Figura 10. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-07 mostrando: (A) Idade do intercepto superior de 2528 ± 17 Ma; (B) Idade concórdia de 2549 ± 16 Ma, (C) Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecendo idade média de $2521,1 \pm 9,8$ Ma.....	27
Figura 11. Diagramas de evolução $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-07.....	30
Figura 12. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-03.....	31
Figura 13. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-03 mostrando: (A) Idade do intercepto superior de 2532 ± 10 Ma; (B) Detalhe de 4 cristais subconcordantes de idade do intercepto superior de 2537 ± 19 Ma.....	33
Figura 14. Diagramas de evolução $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-03.....	33
Figura 15. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-05.....	34
Figura 16. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-05 mostrando a idade do intercepto superior de 2354 ± 15 Ma.....	36
Figura 17. Diagrama de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-05.....	36
Figura 18. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-09.....	37

Figura 19. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-09 mostrando a idade do intercepto superior de 2224 ± 12 Ma.....	39
Figura 20. Diagrama de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-09.....	39
Figura 21. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra G-02.....	40
Figura 22. Diagrama concórdia U-Pb mostrando: (A) aglomerado de zircões, (B) com destaque para a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $570,3 \pm 6,3$ Ma obtida para amostra G-02.....	41
Figura 23. Diagramas de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. tempo (Ma) da amostra OG-02.....	41
Figura 24. Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. Tempo (Ma) mostrando os trends evolutivos para as amostras estudadas.....	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Condições de operação do laser e espectrômetro de massa utilizados para análises de U-Pb.	6
Tabela 2. Condições de operação do laser e espectrômetro de massa utilizados para análises de Lu-Hf.	8
Tabela 3. Composições modais (%) das rochas estudadas.	18
Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-07).	28
Tabela 5. Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS.	29
Tabela 6. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-03).	32
Tabela 7. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda Ortognaisse tonalítico (OG-05).	35
Tabela 8. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico (OG-09).	38
Tabela 9. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Biotita Monzogranito (G-02).	42
Tabela 10. Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras da região de Granjeiro-Várzea Alegre.	43
Tabela 11. Quadro resumo com as idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS)	45
Tabela 12. Resumo das principais características isotópicas das amostras estudadas.	49

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
1.3 OBJETIVOS	3
1.4 MATERIAL E MÉTODOS	3
1.4.1 Trabalhos de campo e amostragem	3
1.4.2 Pesquisa Bibliográfica	3
1.4.2 Análises petrográficas	4
1.4.3 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS	4
1.4.4 Geocronologia Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS	6
1.4.5 Geocronologia Sm-Nd em rocha total	8
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	10
1.5.1 Domínio Rio Grande do Norte	13
1.6 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	14
2 RESULTADOS	17
2.1 PETROGRAFIA	17
2.1.1 Biotita Monzogranito	18
2.1.2 Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico	20
2.1.3 Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico	22
2.1.4 Hornblenda Ortognaisse tonalítico	24
2.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO	26
2.2.1 Rochas arqueanas	26
2.2.2 Rochas Paleoproterozoicas	34
2.2.3 Rochas Neoproterozoicas	40
2.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL	43
3 DISCUSSÃO	45

3.1 CORRELAÇÕES REGIONAIS E CONSIDERAÇÕES SOBRE OS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS	45
3.2 ASSINATURA ISOTÓPICA Hf-Nd DAS ROCHAS DA REGIÃO DE GRANJEIRO-VÁRZEA ALEGRE E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.....	47
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
REFERÊNCIAS	52

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

A coleta de dados geocronológicos e isotópicos de terrenos tectonoestratigráficos tem se mostrado uma ferramenta importante no reconhecimento e interpretação de eventos geológicos que ocorreram durante a evolução de províncias crustais e cinturões orogênicos e suas implicações para a reconstrução de paleocontinentes (e.g. Fetter *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2003, Dantas *et al.* 2004, Pacheco Neves 2015).

Análises de U-Pb combinadas com Lu-Hf e Sm-Nd fornecem informações importantes sobre a ocorrência e duração dos eventos magmáticos e metamórficos, bem como sobre as fontes, idades de formação e o arranjo tectônico das rochas supracrustais (Vervoort *et al.* 1996, Bizzarro *et al.* 2003, Kinny 2003, Geraldes 2010, Matteini *et al.* 2010). Com base nesse conjunto de informações torna-se possível comparar e estabelecer correlações entre diferentes províncias ou entre domínios da mesma província, além de elaborar modelos e promover discussões sobre a evolução tectônica da área.

A Província Borborema se estende por aproximadamente 450.000 km² no nordeste do Brasil e representa uma unidade geotectônica complexa, caracterizada por uma colagem de blocos crustais com diferentes idades, origens e evolução (Santos 1996; Brito Neves *et al.* 2000). Compreende domínios, como o Domínio Rio Grande do Norte, cujo embasamento gnáissico paleoproterozoico altamente deformado inclui localmente núcleos arqueanos que se alternam com remanescentes de rochas supracrustais paleoproterozoicas e neoproterozoicas, sendo todo conjunto intrudido por numerosos corpos graníticos de idade Brasiliana (ca. 0,60-0,50 Ga) (Brito Neves *et al.* 2003) colocados ao longo de zonas de cisalhamento. Diversos estudos, baseados em diferentes métodos geocronológicos vem sendo utilizados ao longo dos anos na caracterização dos compartimentos tectônicos que compõem essa província (Van Schmus *et al.* 1995, Dantas *et al.* 1998, Fetter *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001, Sá *et al.* 2014, Cruz *et al.* 2015, Souza *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017, Costa *et al.* 2018)

Na região de Granjeiro-Várzea Alegre (CE), a norte do Lineamento Patos, um conjunto variado de rochas forma um sistema imbricado, do tipo *Duplex*, cujas unidades apresentam diferentes idades. Tanto os ortognaisses quanto os corpos graníticos que afloram na região de Várzea Alegre possuem dados geocronológicos restritos, de forma que há uma escassez de informações geológicas, sobretudo no âmbito geocronológico e geoquímico. Para que seja possível um maior entendimento acerca dos mecanismos atuantes na formação destes terrenos e possíveis associações com eventos tectônicos globais, é de grande importância reconstruir a história geológica das rochas que compõem este domínio. Tendo-se em vista

essa carência de informação, o presente trabalho visa datar um conjunto de rochas que aflora nesta região pelos métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão e complementarmente, por Sm-Nd em rocha total, de modo a sanar as incertezas quanto ao posicionamento cronoestratigráfico dessas rochas e melhor enquadrá-los no quadro estratigráfico da área, além de ampliar o entendimento sobre os processos geológicos que levaram a sua formação, uma vez que análises combinadas de U-Pb e Lu-Hf em zircão permitem caracterizar isotopicamente essas rochas, fornecendo valiosas informações para estudos de evolução crustal.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área escolhida para estudo localiza-se na região nordeste do Brasil, na porção sudeste do Ceará, tendo como referência os municípios de Várzea Alegre, Granjeiro e Mangabeira. Encontra-se inserida geologicamente na porção sul da Província Borborema, no Domínio Rio Grande do Norte, mais especificamente no Terreno Granjeiro (Brito Neves *et al.* 2000, Santos *et al.* 2000). O deslocamento à área pode dar-se a partir do município de Várzea Alegre/CE, pela rodovia federal BR-230 sentido leste em direção ao município Mangabeira (Figura 1).

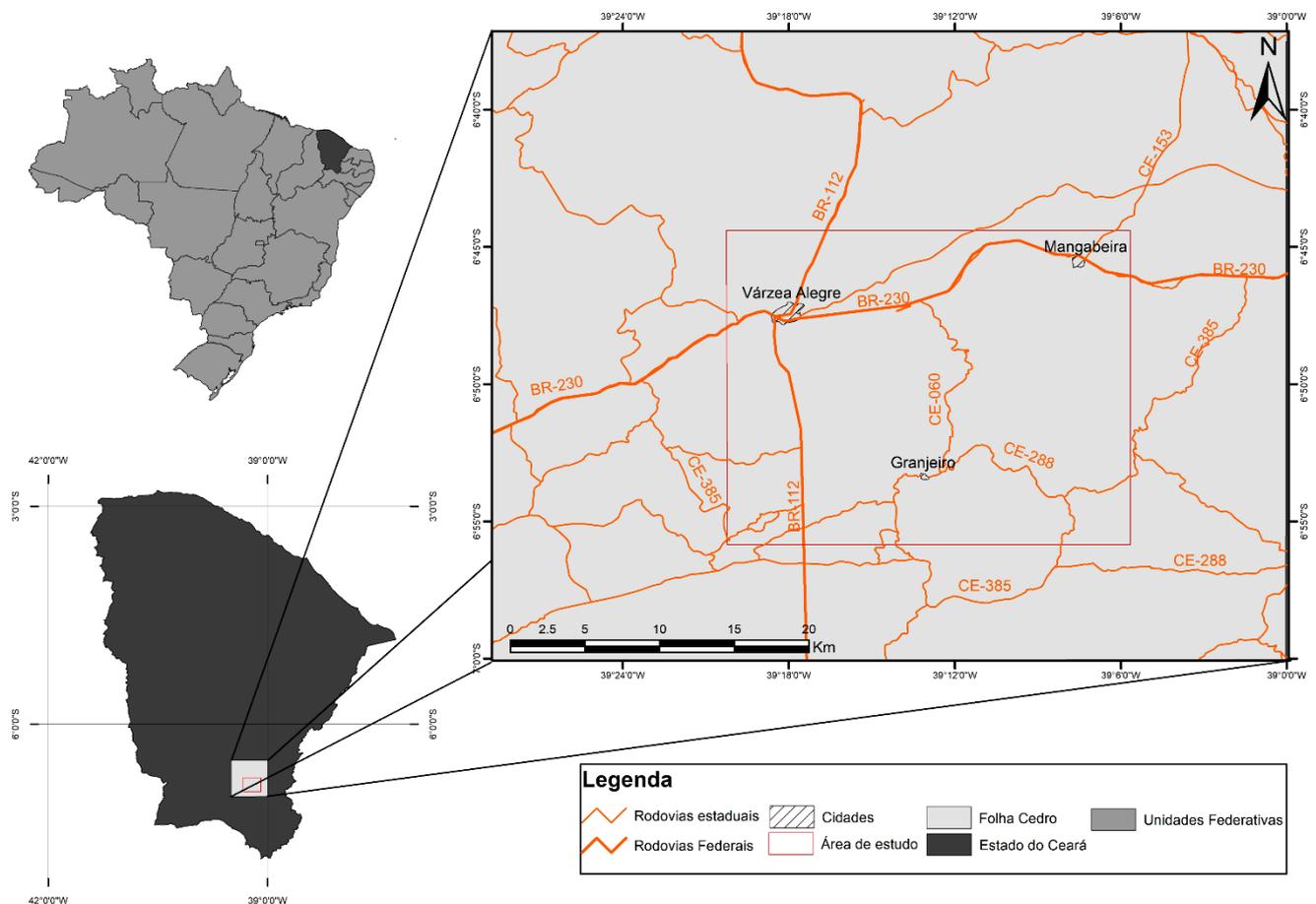


Figura 1. Mapa de localização geográfica da área de estudo em relação ao estado do Ceará e a Folha Cedro (SA. 24 -Y- B-IV) (IBGE 2018).

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral caracterizar, com base em estudos petrográficos, geocronológicos e isotópicos, os ortognaisses e granitoides mapeados na região de Granjeiro-Várzea Alegre, visando contribuir para o melhor entendimento quanto a evolução crustal da Província Borborema. Deste modo, os objetivos específicos desta pesquisa foram:

- Caracterização petrográfica das rochas sob os aspectos mineralógicos, texturais e estruturais com o intuito de identificar processos geológicos de geração.
- Obtenção da idade de formação dessas rochas segundo o método U-Pb *in situ* em zircão por LA-MC-ICPMS.
- Definição de possíveis fontes dos magmas e do tempo de residência crustal através da geoquímica isotópica de Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS e Sm-Nd em rocha total por ICP-MS.
- Integração com dados geológicos regionais disponíveis na literatura, com o intuito de melhor posicionar os ortognaisses e granitoides no contexto geotectônico da área e definir uma possível sequência temporal de eventos magmáticos e tectônicos que possam ter atuado na região.

1.4 MATERIAL E MÉTODOS

1.4.1 Trabalhos de campo e amostragem

Para a realização deste trabalho foi utilizado material disponível na Faculdade de Geologia da UFPa (FAGEO) como lâminas delgadas, usadas nos trabalhos de Mapeamento Geológico II - Várzea Alegre durante os períodos 2014 a 2016 e amostras de granitoides destinadas ao estudo geocronológico, coletadas pelo Prof. Dr. Marco Antonio Galarza em trabalhos de campo anteriores. As atividades de campo foram realizadas em conjunto com a disciplina de Mapeamento Geológico II, período 09/2017, onde foi feita a coleta de cinco amostras representativas de rochas gnáissicas para estudos petrográficos, mineralógicos e isotópicos.

1.4.2 Pesquisa Bibliográfica

Consistiu no levantamento bibliográfico referente à geologia e geocronologia da Província Borborema, com enfoque no Domínio Rio Grande do Norte, no que diz respeito aos dados geocronológicos disponíveis, características litológicas, gênese e evolução das principais

unidades geológicas, além de temas relacionados aos métodos geocronológicos empregados neste trabalho, como os métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total.

1.4.2 Análises petrográficas

As análises petrográficas foram realizadas a partir de 10 lâminas delgadas, analisadas com o auxílio de microscópio petrográfico. As análises microtexturais e caracterização mineralógica foram realizadas por meio de microscopia ótica enquanto as composições modais foram obtidas por meio de contador automático de pontos da marca Swift (2000 pontos/amostra). Os dados modais foram lançados nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002), conforme os princípios de classificação estabelecidos pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS. Para as rochas metamórficas, foram seguidos os princípios de classificação utilizados por Yardley *et al.* (1989) e Fettes & Desmons (2007).

1.4.3 Geocronologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS

Tendo-se em vista a obtenção de idades de cristalização das rochas estudadas, foram realizadas análises de U-Pb em zircão por espectrometria de massa com *laser ablation* (LA-ICP-MS) de 5 amostras referentes a 4 ortognaisses (OG-03, OG-05, OG-07 e OG-09) e um monzogranito (G-02).

Princípio do método

O sistema geocronológico U-Pb fundamenta-se no decaimento por emissão de partículas α e β dos isótopos radioativos ^{235}U ($T_{1/2} = 0,704 \times 10^9$ anos) e ^{238}U ($T_{1/2} = 4,468 \times 10^9$ anos) para os isótopos radiogênicos ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. O método é especialmente utilizado na datação de zircão (ZrSiO_4), dada a fácil substituição do íon Zr^{4+} pelos íons U^{4+} e Th^{4+} na estrutura do mineral e pela abundância desse mineral na maioria das rochas, além do zircão apresentar alta temperatura de fechamento do sistema U-Pb (850-900°C) (Faure & Mensing 2005).

As análises isotópicas obtidas pelo método U-Pb são geralmente apresentadas em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ *versus* $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, nos quais se projeta uma curva, designada por *Concórdia*, que representa uma curva de evolução isotópica ao longo do tempo geológico de um sistema ideal que tenha permanecido fechado. Esse diagrama parte do princípio de que, em um sistema ideal, o ponto definido pelas duas razões isotópicas estará disposto ao longo da curva concórdia, registrando então a idade de formação do zircão. Para sistemas que foram abertos, os pontos alinham-se segundo uma reta denominada de Discórdia, localizados abaixo

da curva Concórdia. Nesse caso, o alinhamento destes pontos define uma reta que toca a curva Concórdia em dois pontos, denominados de intercepto superior, indicando a idade provável de cristalização, e um intercepto inferior que pode significar um evento metamórfico quando a perda de Pb é episódica ou não ter significado geológico, caso esta perda de Pb seja contínua. No entanto, se a perda é contínua, como ocorre em zircões metamórficos, essa idade não é significativa (Sato *et al.* 2008).

Técnicas analíticas

As amostras selecionadas foram reduzidas em partículas milimétricas em um britador de mandíbulas, cominuídas a frações granulométricas menores com um moinho de discos e posteriormente peneiradas nos intervalos 250-180, 180-125 e 125-75 μm . Para cada porção classificada foi obtida um concentrado de minerais pesados com o uso de bateia. Esse concentrado foi seco, os minerais ferromagnéticos foram retirados com auxílio de imã de mão e os minerais paramagnéticos retirados com o uso de separador magnético isodinâmico Frantz, ajustado com um ângulo de 25° de inclinação longitudinal, 10° de inclinação lateral e amperagem variando entre 0,5 e 1,5A. A porção não magnética foi então colocada na placa de petri com álcool isopropílico, onde os grãos de zircão foram concentrados. Posteriormente, foram selecionados os melhores grãos de zircão por meio da lupa binocular. Os grãos escolhidos foram montados em uma resina acrílica epóxi (*mount*) e polidos até a exposição da porção central dos grãos. Para auxiliar na seleção de cristais e domínios dos cristais durante a análise isotópica, foram obtidas imagens por elétrons retroespalhados (BSE - *Backscattered Electrons*) através de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) Zeiss, SIGMA-VP do Laboratório de Microanálise da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Os resultados isotópicos U-Pb em zircão foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica PARÁ-ISO, na Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-Brasil, através de um multicoletor de alta resolução *Neptune Thermo Finnigan* MC-ICP-MS acoplado uma microsonda a laser Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC com condições de operação sumarizadas na Tabela 1. Como padrão principal para correção de discriminação instrumental de massa, foi escolhido o GJ1, por apresentar um comportamento mais estável durante as análises. A idade deste padrão é $608,5 \pm 1,5$ Ma, conforme apresentado por Jackson *et al.* (2004). Outros dois padrões geológicos foram utilizados como sub-padrões, os zircões 91500 e Blue Berry (BB) com idades U-Pb obtidas pelo método ID-TIMS de $1065,4 \pm 0,3$ Ma (Wiedenbeck *et al.* 1995) e $560 \pm 0,3$ Ma (Santos *et al.* 2017), respectivamente. Para correção de contribuição de chumbo comum foi utilizado modelo de evolução do Pb terrestre

ao longo do tempo, proposto por Stacey & Kramers (1975). Os dados gerados na espectrometria de massa foram exportados para o software Microsoft Excel®, onde foram reduzidos com o auxílio de planilha de cálculo (Buhn *et al.* 2009, Chemale Jr. *et al.* 2012). Os diagramas concórdia, de idade ou razão médias e histogramas foram confeccionados com auxílio do programa ISOPLOT/EX 4.0 de Ludwig (2011).

Tabela 1. Condições de operação do laser e espectrômetro de massa utilizados para análises de U-Pb.

Neptune (Thermo Finnigan) LA-MC-ICPMS		Microsonda a laser Nd:YAG 213 LSX-213 G2 CETAC	
Potência da frequência de rádio	1200 - 1300 W	Fluxo de gás Hélio (He)	450 -500 mL/min
Razão de fluxo de gás	16.0 l/min (Ar)	Diâmetro do furo (<i>spot</i>)	25 µm
Razão de fluxo de gás auxiliar	0.7 -1.0 l/min (Ar)	Frequência	10 -12Hz
Razão de fluxo de gás padrão	1.0 - 1.3 l/min (Ar)	Potência	50 - 60%
Modo de análise	Estático	Energia	5 - 6 J/cm ²
Tempo de integração	40 ciclos de 1.049s	Total da ablação	~42 segundos
Deteção	Coletores Faraday e MIC's	-	-

1.4.4 Geocronologia Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS

Zircões com idades U-Pb concordantes ($100\pm 5\%$) foram selecionados para determinação isotópica de Lu-Hf, cujas análises foram executadas nas mesmas amostras de rocha e durante a mesma fase onde foram obtidos os dados de U-Pb, preferencialmente nos mesmos pontos (*spots*) das análises geocronológicas.

Princípio do método

O fracionamento de Lu e Hf que ocorre durante a cristalização do magma torna possível a obtenção de dados referentes a idades de cristalização, idades modelos e origem do magma (Patchett *et al.* 1983, Kinny 2003). O ¹⁷⁶Lu decai espontaneamente, através de decaimento de partículas β para o isótopo estável ¹⁷⁶Hf, com uma meia-vida aproximadamente de 37 Ga (Scherer *et al.* 2001). O ¹⁷⁶Lu também decai para ¹⁷⁶Yb, por captura de elétrons, mas em uma quantidade que pode ser desconsiderada para os cálculos de idade (Geraldes 2010). O elemento Hf é abundante em zircões, podendo chegar a concentrações de 1000 ppm, uma vez que substitui facilmente o Zr na sua estrutura, além de ter sua razão inicial preservada durante processos crustais e mantélicos, promovendo um registro permanente da fonte no momento da cristalização (Hoskin 2003).

Uma vez que o Lu é um elemento Terras Raras Pesado (ETRP) e Hf é um elemento de elevado potencial iônico (HFSE), eles se comportam de maneira distinta na fusão parcial do manto, sendo o Hf mais concentrado no líquido silicático em relação ao Lu (Kinny & Maas 2003). Dessa forma, magmas basálticos derivados do manto possuem razões Lu/Hf mais

baixas que a rocha fonte e o sólido residual é empobrecido em Hf e tem razão Lu/Hf mais alta na rocha antes da diferenciação. Essas características permitem a determinação do parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, utilizado na identificação das fontes de magma. Esse parâmetro consiste na comparação entre a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ na amostra estudada para a época da sua formação ou do seu valor atual, com um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR). Valores positivos de ϵ_{Hf} indicam que a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é maior que o condrito e que sua fonte é mantélica, enquanto que valores negativos indicam fontes crustais (Faure 1986). A variação da composição isotópica Hf em granitoides, em geral, indicativa de fonte heterogênea e mistura de magmas (Griffin *et al.* 2002). Também é possível determinar a idade modelo do manto empobrecido (T_{DM}), que segue o conceito de idade modelo proposto para o sistema Sm-Nd de DePaolo (1981). A idade T_{DM} é calculada a partir da composição isotópica inicial de Hf do momento em que o zircão cristalizou e da razão Lu/Hf da crosta precursora (Pietranik *et al.* 2008).

Apesar do sistema Lu-Hf apresentar comportamento similar ao sistema Sm-Nd, este último é mais sensível a alterações isotópicas, devido a maior mobilidade do Nd em relação Hf (Vervoort *et al.* 1999). Em geral, os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ são maiores que os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ em virtude da maior diferenciação do Lu e Hf em relação ao Sm e Nd durante a evolução crosta/manto (Kinny & Maas 2003).

Técnicas analíticas

A preparação das amostras seguiu a mesma metodologia utilizada para as análises de U-Pb, uma vez que o mesmo *mount* utilizado para obtenção dos dados geocronológicos foi utilizado para aquisição dos dados isotópicos Lu-Hf. As análises isotópicas de Lu-Hf seguiram os protocolos adotados no Laboratório Pará-Iso (Milhomen Neto *et al.* 2017) e foram realizadas com uso do espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução LA-MC-ICPMS de marca *Thermo Finnigan Neptune*. A configuração dos coletores e parâmetros de instrumentação e operação usados para o LA-MC-ICPMS são sumarizados na tabela 2. A sequência de análises empregada intercalou, quando possível, dez grãos da amostra com o padrão principal, o zircão *Mudtank*, cuja razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é conhecida com precisão ($0,282504 \pm 0,000044$ - Woodhead & Hergt 2005) e como padrão secundário o GJ-1, que apresenta razão $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ de ($0,282000 \pm 0,000005$, segundo Morel *et al.* 2008). Os isótopos de Lu, Hf e Yb foram medidos simultaneamente durante as análises no LA-MC-ICPMS. As razões isotópicas desses elementos, medidas durante as análises foram: $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{175}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Para correção da interferência isobárica dos

isótopos ^{176}Lu e ^{176}Yb , os isótopos ^{171}Yb , ^{173}Yb e ^{175}Lu foram monitorados simultaneamente durante cada análise e para cálculos de correção foram utilizadas as razões de 0,026549 para $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ e de 0,786956 para $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ como apresentado por Chu *et al.* (2002) e Thirwall & Anczkiewicz (2004), respectivamente.

Por fim, os dados foram processados em planilhas Excel específicas para Lu-Hf (Bertotti *et al.* 2013) de modo a serem calculados idade modelo T_{DM} e o parâmetro ϵ_{Hf} de cada zircão analisado. A constante de decaimento utilizada foi $1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004), bem como razões atuais $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0336 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,282785 para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0388 e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,28325 para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.* 2009). A média da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(\text{Crosta})}$ utilizada para calcular a curva de evolução crustal das amostras foi de 0,015 (Griffin *et al.* 2002, Belousova *et al.* 2009, 2010).

Tabela 2. Condições de operação do laser e espectrômetro de massa utilizados para análises de Lu-Hf.

Neptune (Thermo Finnigan) LA-MC-ICPMS		Microsonda a laser Nd:YAG 213 LSX-213 G2 CETAC	
Potência (rádio frequência)	1200 - 1300 W	Fluxo de gás Helio (He)	450 -500 mL/min
Razão de fluxo de gás	16.0 l/min (Ar)	Diametro do furo (<i>spot</i>)	50 μm
Razão de fluxo de gás auxiliar	0.7 -1.0 l/min (Ar)	Frequência	10 -12Hz
Razão de fluxo de gás padrão	1.0 - 1.3 l/min (Ar)	Potência	50 -60%
Modo de análise	Estático	Energia	4 - 5 - 6 J/cm ²
Tempo de integração	4050 ciclos de 1.049s	Total da ablação	~42 segundos
Deteção	Coletores Faraday e MIC's	-	-

1.4.5 Geocronologia Sm-Nd em rocha total

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em oito amostras referentes à 4 ortognaisses (OG-03, OG-05, OG-07 e OG-09) e quatro granitoides (G-02, G-03, G-05 e G-08) visando uma comparação tanto no que diz respeito aos dados já existentes, quando aos dados obtidos através do método Lu-Hf.

Princípio do método

O sistema Sm-Nd baseia-se no decaimento de um isótopo radioativo de ^{147}Sm para um isótopo radiogênico de ^{143}Nd a partir da emissão de partículas α com meia vida de 106 Ga (Lugmair & Marti 1978) e constante de desintegração do ^{147}Sm igual a $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$ (DePaolo 1988). O Sm e o Nd pertencem ao grupo de Elementos Terras Raras (ETR), cuja principal característica é possuírem propriedades químicas e físicas muito semelhantes devido à sua configuração eletrônica. O alto estado de valência, somada à tendência de hidrolização do íon, faz com que os ETR estabeleçam ligações fortes com os ânions aos quais estão

combinados, o que faz com que esses elementos tenham baixa taxa de solubilidade e mobilização e, portanto, não sofram modificações substanciais devido a processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais. A grande resistência do Sm e do Nd à abertura e sua elevada estabilidade química tornam esses elementos excelentes marcadores geocronométricos. Desse modo, o sistema Sm-Nd é usado na determinação do tempo em que uma determinada rocha teve a sua assinatura isotópica similar à da sua fonte (DePaolo 1981, 1988; Arndt e Goldstein 1987), permitindo assim, a estimativa de idades modelo, relativas à diferenciação crosta-manto (T_{DM} e T_{CHUR}), bem como parâmetros petrogenético $\epsilon_{Nd}(t)$ através do cálculo das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$.

O parâmetro ϵ_{Nd} refere-se à comparação entre o valor atual ou da época de sua formação da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ (atual) com o valor do reservatório condritico uniforme (CHUR) (DePaolo 1981, Faure 1986). O parâmetro $\epsilon_{Nd}(t)$ auxilia na identificação das fontes magmáticas no momento de formação da rocha. Valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, quando positivos, indicam que a fonte magmática do Nd possui origem mantélica, e quanto maior for o seu valor mais empobrecido geoquimicamente é o manto. Quando os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ mostram-se negativos a fortemente negativos, é evidenciado uma fonte de origem crustal na formação dos magmas. A progressão para valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ é associada ao aumento da participação crustal na formação dos magmas. Em contrapartida, quando há participação ou mistura de duas fontes (manto ou crosta) os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ em geral flutuam, podendo ser negativos ou positivos, dependendo do grau de participação do material de uma determinada fonte (Sato *et al.* 1995).

Durante a diferenciação manto-crosta a Sm/Nd se modifica significativamente, o que permite o cálculo das idades modelo de Nd. Essas idades são interpretadas como sendo as da época em que o material se diferenciou do manto (DePaolo 1981, Hofmann *et al.* 1986), podendo ser um manto primitivo ou um manto empobrecido nos elementos litófilos leves (Depleted Mantle). No primeiro caso a idade modelo pode ser identificada como T_{CHUR} , enquanto no segundo caso como idade modelo T_{DM} .

Técnicas analíticas

Seguiu o protocolo experimental do PARÁ-ISO/UFGA descrito em Oliveira *et al.* (2008). As amostras de rocha total previamente pulverizadas foram pesadas (~100 mg), dissolvidas em uma mistura de ácidos HF e HNO₃ e então misturadas a 100 mg de traçador misto $^{149}Sm/^{150}Nd$ em um cadinho de Teflon. Após obtenção da mistura, os elementos terras raras (ETR) foram separados e coletados com uso da resina catiônica. Após o processo de

dissolução e abertura química, foi realizada a extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR's previamente separada e evaporada, utilizando técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Bio-Rad AG[®]-50W-X8. Após a coleta, os concentrados de Sm e Nd foram levados a chapa e secos a aproximadamente 100° C. Posteriormente, ácido nítrico e ortofosfórico (1µl de HNO₃ + 1µl de H₃PO₄) foi adicionado nos cadinhos com as alíquotas de Sm e Nd. Com o auxílio de uma micropipeta, o Nd e Sm foram depositados em filamentos individuais de tântalo, e inseridos no espectrômetro de massa para a obtenção das razões isotópicas.

As razões isotópicas foram medidas através do espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS de marca *Thermo Finnigan Neptune*. Um total de 100 leituras foram realizadas para o Nd (10 blocos de 10 varreduras) e 70 para o Sm (7 blocos de 10 varreduras), de modo a se obter uma boa precisão e acurácia nos resultados. Para aferição do método e controle das análises isotópicas, foram utilizados o padrão La Jolla e Solução Neptune. Para corrigir a discriminação de massa, a razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219, utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978). Os cálculos assumidos para ϵ_{Nd} presente no reservatório condrítico uniforme (CHUR) para as razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512638 e ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0,1967 A constante de decaimento utilizada foi a de Lugmair & Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$. As idades modelos T_{DM} foram calculadas de acordo com o modelo de evolução isotópica do Nd do manto empobrecido de DePaolo (1988).

1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

No contexto geotectônico da Plataforma Sul-Americana, a área em estudo encontra-se inserida na porção nordeste da Província Borborema (Figura 2b) (Almeida *et al.* 1981), localizada no nordeste do Brasil e que ocupa cerca de 450.000 km² do território brasileiro e caracteriza-se por um embasamento arqueano a paleoproterozoico, faixas metassupracrustais dobradas e numerosos corpos plutônicos neoproterozoicos controlados por zonas de cisalhamento (Amaral *et al.* 2015). Esta província corresponde à uma complexa região, cuja configuração atual é resultante da convergência dos Crátos Oeste África-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo (Figura 2a), tendo sido formada pela acreção e amalgamento de diferentes terrenos tectono-estratigráficos ao fim da Orogênese Brasileira-Pan Africana (ca. 600Ma), na consolidação do Supercontinente *Gondwana* ocidental (Trompette 1994; Caby *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995).

Nesta província são individualizadas três subprovíncias maiores (Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000, Santos *et al.* 2000, Van Schmus *et al.* 2011): Subprovíncia Meridional, limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco e pelo Cráton São Francisco a Sul; Subprovíncia da Zona Transversal, limitada a norte e a sul pelos Lineamentos Patos e Pernambuco, respectivamente; Subprovíncia Setentrional, localizada a norte do Lineamento Patos.

Essas subprovíncias foram ainda subdivididas em domínios, terrenos ou faixas, segundo suas histórias evolutivas, correlações litoestratigráficas, continuidade estrutural de extensos lineamentos tectônicos, dados geocronológicos e geofísicos, como proposto por diversos autores (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 1995, Gomes 1998, Brito Neves *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008, Oliveira & Medeiros 2018).

A Subprovíncia Setentrional compreende a área situada a norte da Província Borborema e duas zonas de cisalhamento de escala continental, o Lineamento Transbrasiliano e Zona de Cisalhamento Senador Pompeu a subdividem em três grandes blocos crustais (Fetter *et al.* 2000): (i) Domínio Médio Coreaú, situado a noroeste do Lineamento Transbrasiliano, composto por um embasamento gnáissico com idade paleoproterozoica (2,36 – 2,30 Ga) e rochas paleoproterozoicas a neoproterozoicas (Fetter *et al.* 2000); (ii) Domínio Ceara Central, localizado entre a zona de cisalhamento Senador Pompeu o Lineamento Transbrasiliano, composto por gnaisses paleoproterozoicos de idade entre 2,14 e 2,10 Ga, *inliers* de rochas arqueanas e sequencias supracrustais neoproterozoicas (Fetter *et al.* 2000, 2003); (iii) Domínio Rio Grande do Norte, localizado entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Orós, que constitui-se principalmente por gnaisses paleoproterozoicos retrabalhados (2,15 – 2,0 Ga) e núcleos arqueanos e rochas neoproterozoicas (Van Schmus *et al.* 2008, Dantas *et al.* 2004).

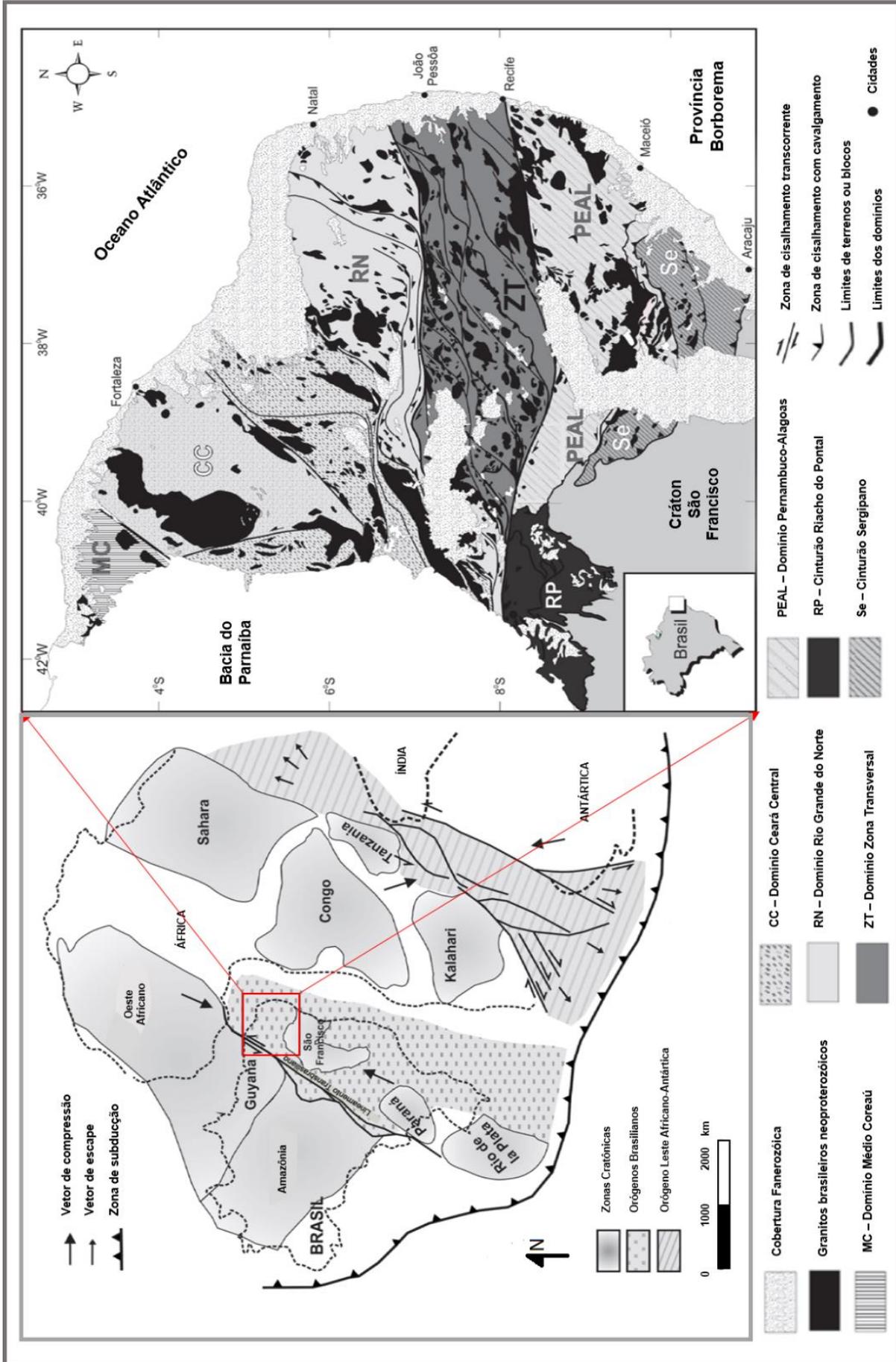


Figura 2. A) Reconstrução pré-deriva do NE do Brasil e NW da África no final do Neoproterozóico; B) Localização da Província Borborema na região NE do Brasil e sua compartimentação em domínios tectônicos segundo Brito Neves 2000 (Modificado de Cruz *et al.* 2015).

1.5.1 Domínio Rio Grande do Norte

O Domínio Rio Grande do Norte distribui-se nos estados Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba e ocupa uma área de 150,000 km². Seu limite a oeste é dado pela Zona de Cisalhamento Orós e a sul, pela Zona de Cisalhamento Patos. A norte e leste, o limite é dado pelo Oceano Atlântico. Outras zonas de cisalhamento ainda segmentam a unidade, algumas com escalas regionais, sendo estas a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (NE-SW), Zona de Cisalhamento Portalegre (NE-SW) e Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (NE-SW) (Brito Neves *et al.* 2000).

Este domínio foi formado a partir da convergência de terrenos arqueanos, blocos gnáissicos migmatizados de idade paleoproterozoica e sequências supracrustais paleo a neoproterozoicas durante o Ciclo Brasileiro (Hasui *et al.* 2012, Nascimento *et al.* 2015). Também são contemporâneas a este evento inúmeras intrusões graníticas, em geral, associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá 1994, Van Schmus *et al.* 1995, Brito Neves *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2001).

Seu embasamento é composto por dois núcleos arqueanos, o Maciço São Jose Campestre e o Complexo Granjeiro. O maciço São Jose Campestre é composto, em maior parte, por rochas de composição granítica que apresentam idades U-Pb entre 3,41 e 2,96 Ga (Dantas *et al.* 2013). Dados isotópicos de Nd sugerem episódios de crescimento crustal mais antigos, derivados de crosta continental mais antiga e episódios de originados de fonte juvenil (Dantas *et al.* 2004, Hollanda *et al.* 2011). No Complexo Granjeiro, gnaisses tonalíticos e granodioritos mostram idades de ca 2,54 Ga (Silva *et al.* 1995) e idades T_{DM} entre 2,55 e 2,65 Ga, sugerindo este seria um terreno juvenil remanescente de um provável sistema de arco magmático–bacia oceânica (Fetter 1999). Ancelmi (2016) reporta idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) em anfíbolitos, metarriolito e metatufo entre 2715 ±28 e 2590 ±11 Ma e idades entre 2497 ±6 Ma e 2461 ±30 Ma para ortognaisses de composição quartzo-diorítica e granodiorítica que compõe parte do complexo.

A porção paleoproterozoica do embasamento desde domínio caracteriza-se por gnaisses e migmatitos em fácies anfíbolito, com idades de cristalização entre 2,40 a 1,75 Ga (Silva *et al.* 1997, Fetter *et al.* 2000, Souza *et al.* 2007, Hollanda *et al.* 2011, Medeiros *et al.* 2012, Sá *et al.* 2014). Idades T_{DM} de 2,6-2,5 Ga e valores de ε_{Nd} negativos obtidos em rochas do Complexo Caicó mostram assinatura isotópica favorável à participação de material crustal durante seu processo de formação, diferente dos domínios Médio Coreau e Ceará Central, que apresentam caráter predominantemente juvenil. Idades T_{DM} de 2,6-2,5 Ga e valores de ε_{Nd}

negativos obtidos em rochas do Complexo Caicó (Van Schmus *et al.* 1995, Fetter *et al.* 2000, Hollanda *et al.* 2011, Sá *et al.* 2014). Essas unidades são cobertas por rochas metassedimentares da Formação Lavras da Mangabeira e intrudidas por granitos sin- a tardi tectônicos com idade de cristalização U-Pb em zircão entre 630 a 520 Ma (Arthaud *et al.* 2008, Neves *et al.* 2003, Araújo *et al.* 2014).

1.6 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Na região da área de estudo, compreendida entre as localidades de Várzea Alegre, Granjeiro e Mangabeiras, ocorre um conjunto litológico, tectonicamente imbricado e deformado, que se distribui ao longo de uma faixa alongada de direção aproximada NE-SW. O mapa geológico simplificado utilizado para amostragem e interpretações geológicas, e tendo como base os dados geológicos da Folha SB.24-Y-B-VI Cedro, de Gomes *et al.* (2018) é apresentado na Figura 3, onde as principais unidades litoestratigráficas encontradas nesta região referem-se ao Complexo Granjeiro, Complexo Arrojado, Suíte Várzea Alegre e Granitóides brasileiros indiscriminados.

O Complexo Granjeiro é uma unidade arqueana composta litologicamente por ortognaisses máfico e intermediários, rochas metavulcânicas máficas, anfibolitos, gnaisses félsicos finos e biotita gnaisses e xistos com intercalações de metaultramáficas, quartzitos, formações ferríferas, mármore e rochas calcissilicáticas (Medeiros *et al.* 2008), sendo todos os tipos litológicos constituintes dessa associação intrudidos e localmente assimilados por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com presença subordinada de termos trondhjemiticos (Vasconcelos *et al.* 1998).

O complexo Arrojado, de idade paleoproterozoica, inclui quatro domínios: i) Unidade Maniçoba: Domínio paraderivado constituído por mármore, rochas calcissilicáticas, xistos granadíferos, quartzitos, paragnaisses, metacherts e formações ferríferas bandadas. ii) Unidade Coqueiro: Domínio metamáfico-metaultramáfico, composto por anfibolitos, rochas calcissilicáticas, hornblenditos, tremolitos e talco xistos, normalmente alterados, associados a níveis ferríferos ricos em magnetita. iii) Unidade com predomínio de biotita gnaise, ortogneisse migmatítico, frequentemente de composição granítica a granodiorítica, anfibólio gnaise, com faixas de rochas anfibolitizadas e iv) Unidade Riacho Bouqueirão: Ortognaisses graníticos a granodioríticos-tonalíticos, localmente trondhjemiticos, com níveis de rochas anfibolíticas, às vezes ricas em magnetita e ocasionalmente presença de termos paraderivados (Gomes *et al.* 2018).

Na Suíte Várzea Alegre, de idade riaciana, são encontrados ortognaisses de composições granodiorítica a tonalítica, com níveis máficos, localmente migmatizados, e normalmente milonitizados (Silva *et al.* 1997). Todos esses litotipos encontram-se cortados por um grupo de granitoides indiscriminados de idade entre ca.620-570 Ma, associados ao ciclo orogênico Brasileiro (Brito Neves *et al.* 2003, Archanjo *et al.* 2013, Sá *et al.* 2014). Estes granitoides apresentam formas geométrica ligeiramente circulares a alongadas, segundo a direção preferencial NE-SW, geralmente de granulação média a grossa (fácies porfirítica subordinada) e composição granítica dominante.

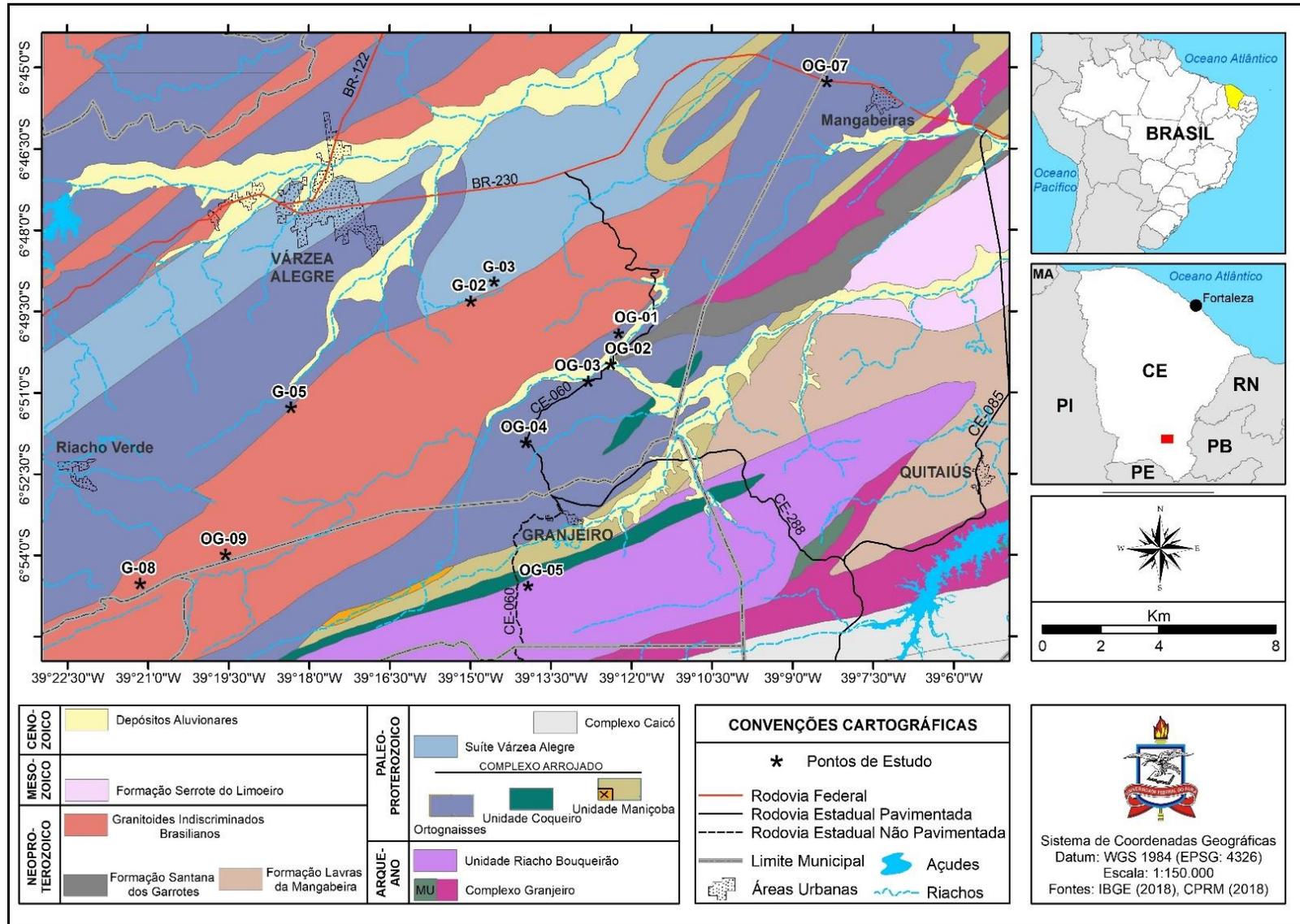


Figura 3. Mapa geológico simplificado da área de estudo e de amostragem, elaborado a partir da base cartográfica de Gomes *et al.* (2018).

2 RESULTADOS

2.1 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado em 10 amostras, sendo possível a distinção de 4 grupos, com base em suas características texturais e mineralógicas. A localização das amostras é indicada no mapa geológico da área de estudo (Figura 3) e suas composições modais, com base na contagem de 2000 pontos/lâmina, são apresentadas na tabela 3. Os resultados modais foram plotados nos diagramas Q-A-P (Figura 4).

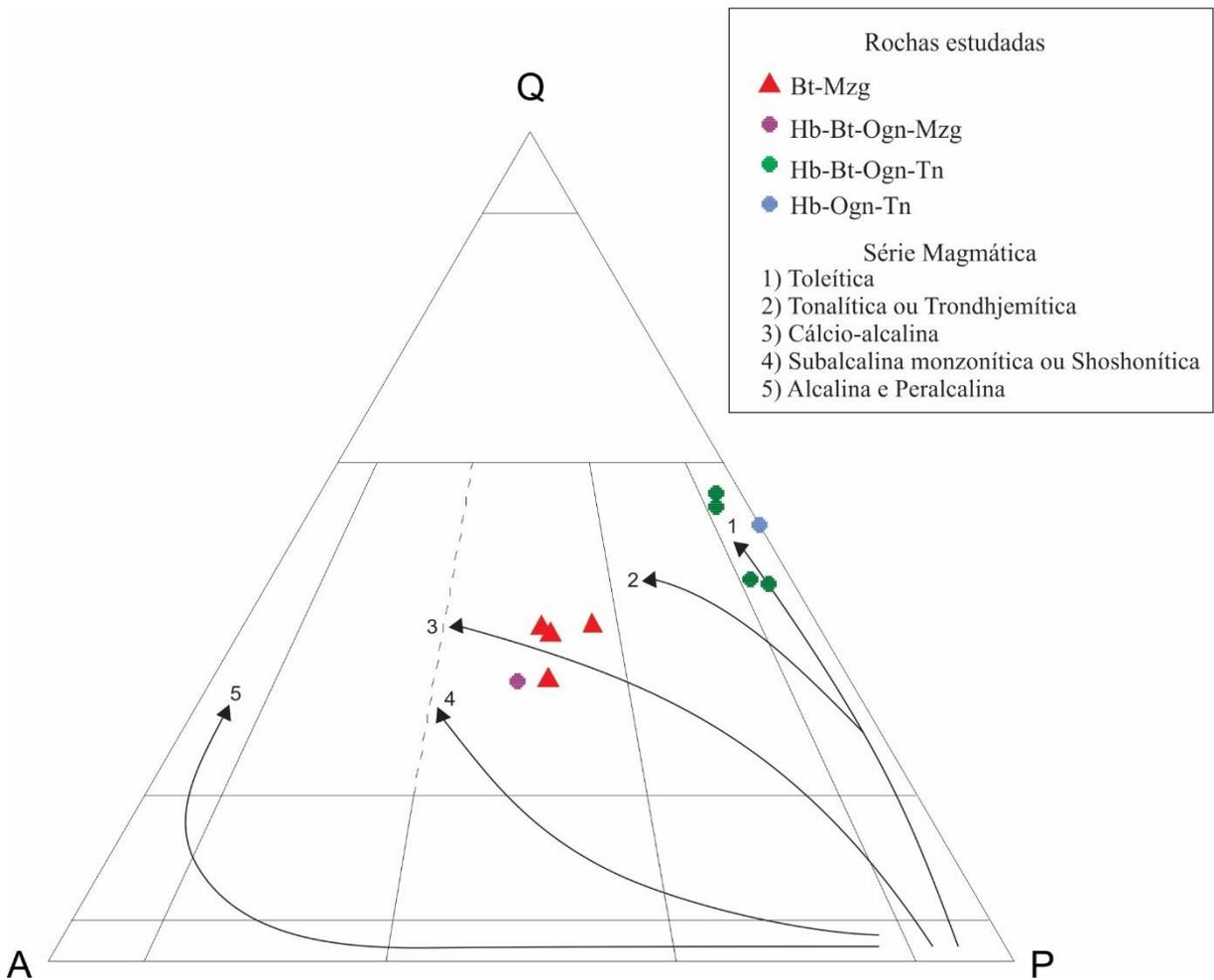


Figura 4. Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) com a composição modal para as rochas estudadas, mostrando as tendências de composição das séries de granitoides de Lameyre e Bowden (1982): (1) Toleítica (2) Tonalítica ou trondhjemítica (3) Cálcio-alcina, (4) Subalcalina monzonítica ou shoshonítica e (5) Alcalina a peralcalina.

Tabela 3. Composições modais (%) das rochas estudadas. Abreviações: Tr = Mineral traço com contagem modal média <0,1%; A = Feldspato alcalino; P = Plagioclásio; Bt = Biotita; Hb = Hornblenda; Ogn = Ortognaisse; Mzg = Monzogranito; Tn = Tonalito.

Litologia	Bt-Mzg				Hb-Bt-Ogn-Tn				Hb-Bt-Ogn-Mzg	Hb-Ogn-Tn
	G-02	G-03	G-05	G-08	OG-01	OG-03	OG-04	OG-07	G-09	OG-05
Mineral(%) / Amostra										
Quartzo	33,00	30,70	36,90	36,80	48,20	47,00	38,80	39,60	27,20	19,60
Plagioclásio	29,60	31,70	30,50	28,40	35,00	35,60	44,20	42,80	25,40	17,60
K-feldspato	19,10	28,30	26,50	26,40	2,20	3,00	2,30	3,70	27,80	-
Anfíbólio	Tr	-	-	-	12,40	Tr	11,20	5,30	5,60	61,20
Biotita	13,40	7,20	6,00	6,70	-	13,50	-	6,70	12,10	-
Zircão	0,20	-	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	-	-	-
Epidoto	-	-	-	0,10	-	-	-	-	-	-
Allanita	0,50	Tr	0,20	-	-	-	0,30	Tr	-	-
Titanita	2,10	-	-	-	0,80	-	-	1,30	1,00	1,40
Apatita	0,10	-	0,30	0,20	0,30	Tr	-	-	-	-
Opacos	1,20	1,10	1,45	0,90	0,80	0,60	2,80	0,40	0,70	0,00
Máficos (M')	18,10	8,30	8,15	8,10	14,50	14,20	14,00	13,70	19,40	62,60
Félsico	81,70	90,70	93,90	91,60	85,40	85,60	85,30	86,10	80,40	37,20
PI/A	1,55	1,12	1,15	1,08	15,91	11,87	19,22	11,57	0,91	-
A+P	48,70	60,00	57,00	54,80	37,20	38,60	46,50	46,50	53,20	17,60
Q+A	52,10	59,00	63,40	63,20	50,40	50,00	41,10	43,30	55,00	19,60
Anf+Biotita	14,00	7,20	6,00	6,70	12,40	13,50	11,20	12,00	17,70	61,20
Para 100%										
Quartzo*	40,39	33,85	39,30	40,17	56,44	54,91	45,49	45,99	33,83	52,69
K-feldspato*	23,38	31,20	28,22	28,82	2,58	3,50	2,70	4,30	34,58	0,00
Plagioclásio*	36,23	34,95	32,48	31,00	40,98	41,59	51,82	49,71	31,59	47,31
Total de pontos	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000

2.1.1 Biotita Monzogranito

As amostras dessa unidade (G-02, G-03, G-05 e G-08) são homogêneas em textura e composição mineralógica e apresentam características semelhantes, que permitem uma descrição conjunta dos principais aspectos petrográficos desse grupo. As análises modais, quando plotadas no diagrama Q-A-P (Figura 4), incidem no campo dos monzogranitos, tendo então sido classificadas como Biotita Monzogranito.

Apresentam composição modal homogênea (Tabela 3) com proporções aproximadas de plagioclásio (28,40-31,70%), feldspato alcalino (19,10-28,30%) e quartzo (33,0-36,9%). A principal fase ferromagnesiana é a biotita e os minerais acessórios mais comuns são zircão, titanita, minerais opacos, apatita e allanita. Argilominerais, sericita, clorita e epidoto são os principais produtos de alteração e pontualmente, carbonato. Essas rochas mostram granulação média a grossa, com cristais variando de 0,1 a 4 mm e exibem texturas granulares hipidiomórficas (Figura 4a) e localmente, mirmequíticas e porfiríticas.

Duas gerações de cristais de quartzo foram reconhecidas. O **Qtz₁** ocorre como minerais subédricos (Figuras 5a, 5b e 5c) que apresentam extinção ondulante fraca a

moderada e formam contatos curvos com o microclínio e mais localmente com a biotita. Quando deformados, são alongados e com forte extinção ondulante. O **Qtz** ocorre como intercrescimento no plagioclásio (Figura 5b) quando adjacente ao feldspato alcalino, formando a textura mirmequítica.

Plagioclásio ocorre como cristais tabulares anédricos a subédricos (Figuras 5a e 5b). Formam bordas irregulares e curvas nos contatos com quartzo e microclínio, e retos com a biotita. Maclas do tipo albita, albita *carlsbad* são freqüentemente observadas (Figura 5b). Alguns cristais mostram zoneamento composicional, marcado por núcleos alterados para sericita, epidoto e argila-minerais e bordas levemente preservadas. Por vezes, seus núcleos apresentam-se fraca ou fortemente alterados por processos de saussuritização, sericitização e argilização que mascaram as características originais do cristal, impossibilitam a determinação de sua composição. As características ópticas dos fenocristais de plagioclásio apontam composição de Oligoclásio (An_{24-28}).

Feldspato alcalino forma cristais tabulares subédricos a anédricos e contatos irregulares entre si e outros minerais. É do tipo microclina com maclamento xadrez difuso (Figura 5c) e feições de exsolução (micropertitas). Alguns cristais encontram-se parcialmente sericitizados ou argilizados e comumente com o maclamento parcialmente obliterado.

Cristais de Biotita apresentam-se subidiomórficos, orientados segundo uma direção preferencial, com hábito lamelar e tabular (Figuras 5a e 5c). Possui coloração marrom escuro, pleocroísmo forte para amarelo pálido. Alguns cristais são parcialmente alterados para clorita ao longo dos planos de clivagem. Ocasionalmente, cristais de apatita e zircão subédricos são encontrados, como inclusões, e formam halos pleocróicos na biotita.

Os principais minerais acessórios incluem a apatita, que ocorre com hábito prismático ou acicular, acompanhando frequentemente a biotita e por vezes inclusa nesta. O zircão mostra hábitos prismáticos típicos, frequentemente associado aos minerais máficos, onde desenvolve halos pleocróicos. A titanita forma cristais anédricos a subédricos (Figura 5a), comumente associados a minerais máficos e opacos. Os minerais opacos ocorrem tanto como minerais primários quanto como minerais secundários, produto de alterações da biotita e titanita. A allanita é zoneada e metamítica (Figura 5d). Os minerais pós-magmáticos são representados por clorita, sericita, argilominerais e epidoto, em geral associados a desestabilização do plagioclásio cálcico e da biotita.

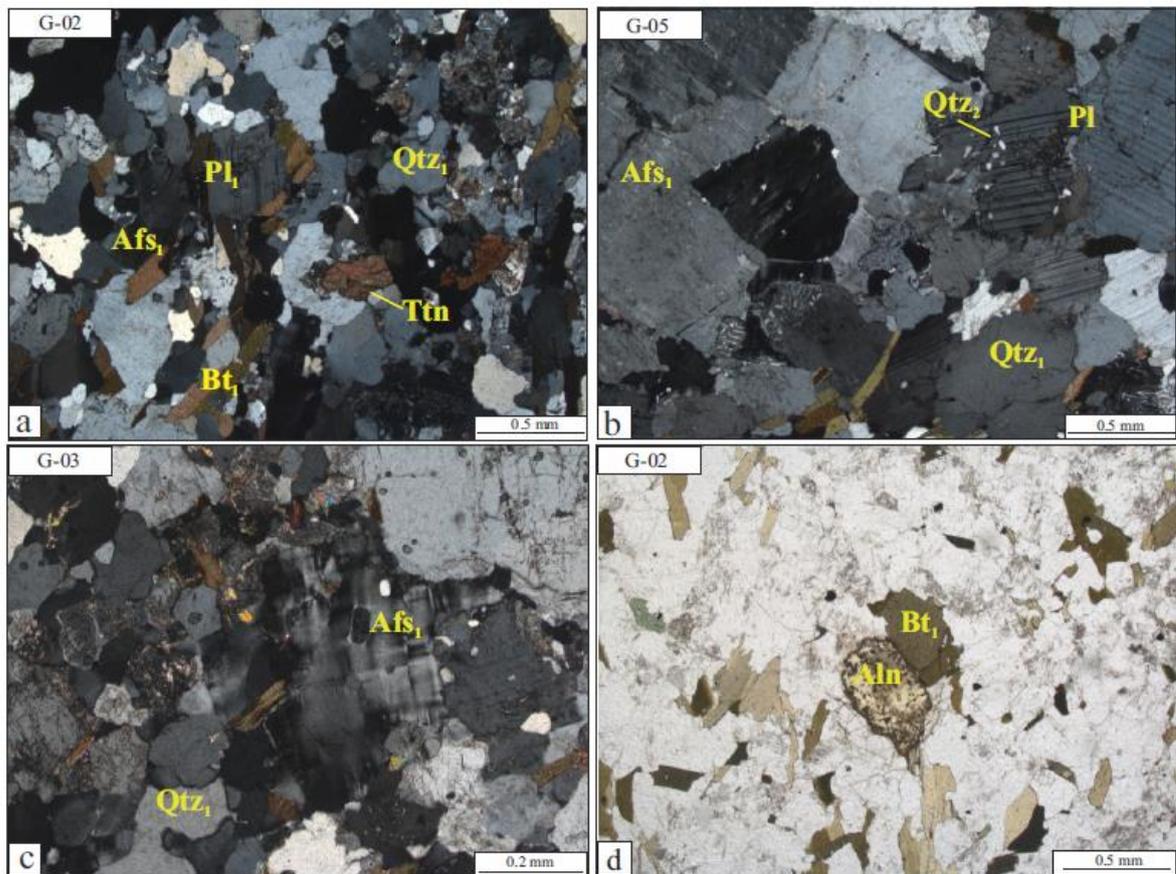


Figura 5. Aspectos petrográficos do Biotita Monzogranito: a) Textura geral hipidiomórfica formada por quartzo, plagioclásio, microclina e agregado máfico; b) Quartzo intercrescido no plagioclásio, em forma de vermiculas, formando feição mirmequítica; c) Feldspato alcalino mostrando maclamento xadrez difuso; d) Agregado de biotita e cristal de allanita metamítico. Abreviações minerais segundo IUGS-SCMR (2007): Aln - Allanita, Afs - feldspato alcalino, Bt - Biotita, Pl - Plagioclásio, Qtz - Quartzo e Ttn - Titanita.

2.1.2 Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico

A classificação petrográfica dessa amostra (OG-09) a partir da porcentagem modal, mostra uma composição monzogranítica para este ortognaisse, como pode ser observado no diagrama ternário Q-A-P (Figura 3).

Essa rocha possui granulação média a grossa (1-4 mm) e bandamento composicional pouco definido, marcado pela orientação das biotitas e hornblenda nas bandas máficas e de quartzo e feldspatos na banda félsica. As bandas félsicas são compostas por quartzo (27,20%), plagioclásio (25,40%) e feldspato alcalino (27,80%), com textura variando de granoblástica poligonal à heterogranoblástica (Figura 6) formadas por cristais subédricos, com contatos retilíneos e, comumente, contatos com pontos tríplexes.

O plagioclásio é xenomórfico e subordinadamente subidiomórfico, com hábito tabular a prismático, apresentando bordas irregulares, encurvadas e interlobadas com a biotita, quartzo e microclínio (Figura 6c e 6d). Apresenta maclas do tipo carlsbad, albita e albita-carlsbad e composição de andesina (An₃₂). São observadas alterações para carbonato, muscovita e epidoto.

O quartzo apresenta dois tipos texturalmente distintos, o primeiro (**Qtz₁**) é xenomórfico, apresentando bordas irregulares, com contatos curvos e interlobados com os outros cristais, com extinção ondulante moderada a fraca, recristalizado, com linhas internas de óxidos de ferro/argilominerais, com contato tríplice. O segundo tipo (**Qtz₂**) aparece sob a forma de filetes estirados, caracterizando *ribbon quartz* (Figura 6c).

O feldspato alcalino é do tipo microclina e ocorre como cristais xenomórficos. Alguns cristais são levemente alterados para argilominerais e exibem intercrescimento perítico, granofírico (Figura 6d) e maclamento xadrez difuso.

A hornblenda é de cor verde e pleocroísmo moderado. Os cristais são predominantemente xenomórficos e subordinadamente subidiomórficos, com hábitos tabulares e prismáticos (Figura 6a e 6b). Os cristais são levemente orientados, com bordas irregulares, curvas e por vezes, corroídas. Mostram feições poiquilíticas, englobando cristais de biotita, epídoto e allanita, esta última apresentando halos pleocróicos.

Os cristais de biotita são subidiomórficos a idiomórficos, orientados segundo uma direção preferencial. Exibem coloração verde amarronzada, com pleocroísmo moderado para amarelo pálido, alterando para clorita principalmente nos planos de clivagem (Figura 6b).

Como minerais acessórios estão a titanita, minerais opacos, allanita, zircão. A titanita (Figura 6a) ocorre em especial próximo aos minerais ferromagnesianos (biotita e hornblenda) e dos minerais opacos. A muscovita ocorre inclusa no plagioclásio e como alteração do mesmo.

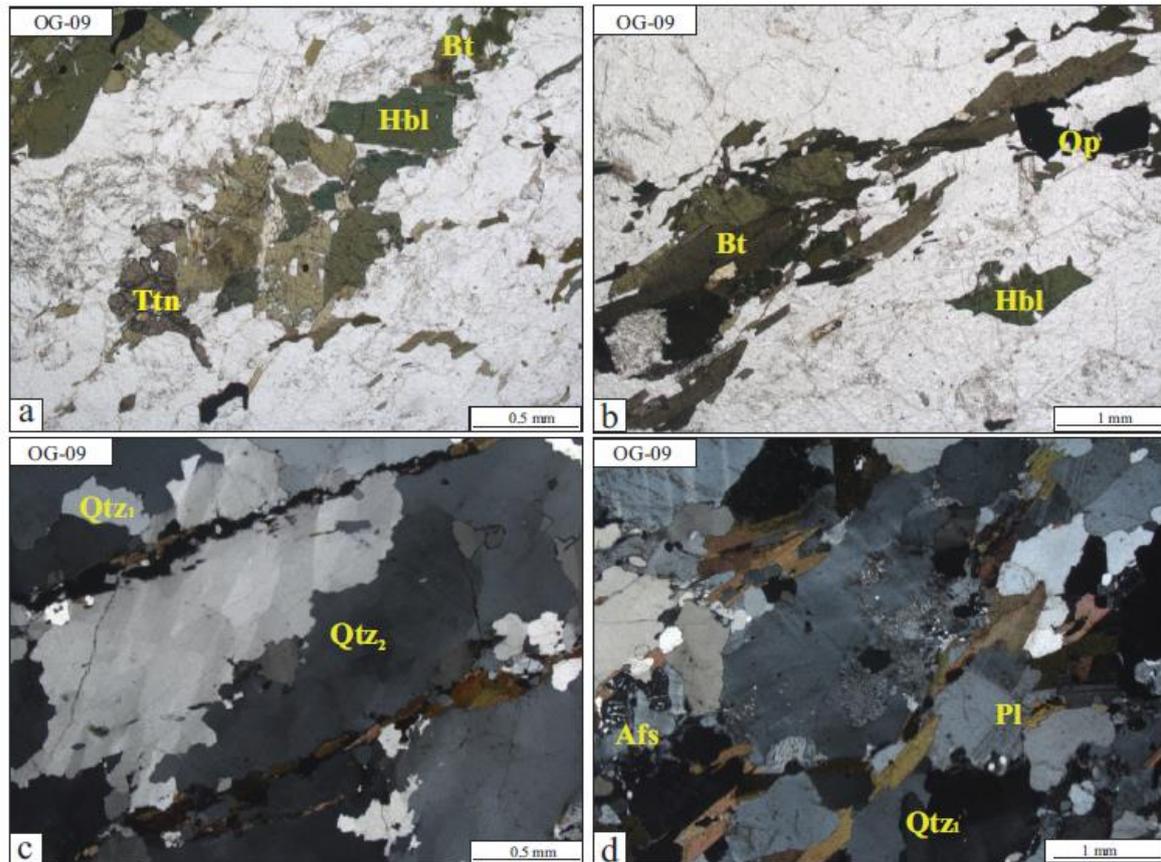


Figura 6. Aspectos petrográficos do Hornblenda-Biotita Ortonaisse monzogranítico: a) Textura geral formada por porções félsicas e agregado máfico; b) Cristais de hornblenda e biotita orientados segundo a foliação da rocha; c) Cristais de quartzo sob a forma de filetes estirados; d) Textura granoblástica poligonal a heterogranoblástica. Abreviações minerais segundo IUGS-SCMR (2007): Afs – Feldspato alcalino, Bt - Biotita, Hbl – Hornblenda, Pl - Plagioclásio, Qtz – Quartzo, Ttn – Titanita e Op – Minerais opacos.

2.1.3 Hornblenda-Biotita Ortonaisse tonalítico

As rochas desse grupo consistem essencialmente de quartzo, feldspato e minerais máficos (hornblenda e biotita), apresentando bandamento composicional pouco definido e forte orientação dos minerais máficos. Para classificação, foram realizadas análises modais em quatro amostras (OG-01, OG-03, OG-04, OG-07), que quando plotadas nos diagramas Q-A-P (Figura 4) mostram composição tonalítica.

O bandamento é evidenciado pela alternância de camadas ricas em minerais máficos e camadas ricas em quartzo-feldspato. As bandas félsicas são compostas de quartzo (38,80-48,20%), plagioclásio (35-44,20%) e microclina (2,20-3,70%). A banda máfica é definida por hornblenda (5,30-12,40%) e biotita (6,70-13,50%).

A textura é definida por um mosaico granoblástico quartzo-feldspático inequigranular, com contatos retilíneos ou lobulados, entremeados por trilhas estreitas e descontínuas de biotita e/ou hornblenda, fortemente orientadas, que configuram um arranjo lepidoblástico e nematoblástico.

Os cristais de quartzo tendem a ser alongados e as faixas de quartzo são geralmente paralelas à foliação e foram divididos em duas gerações texturais. O **Qtz₁** ocorre como cristais de hábito granular fino, predominantemente subédrico, às vezes poligonal (Figura 7a, c). Apresentam contatos convexos, retilíneos e localmente triplos (Figura 7c). **Qtz₂** possuem granulação média a grossa, cristais anédricos e alongados, que definem quartzo em fita (*ribbon quartz*) (Figura 7b). Exibe contatos predominantemente serrilhados e, ocasionalmente, côncavo-convexos. Eles são distinguidos por conter inclusões de biotita, extinção ondulante e fraturas intragranulares.

O plagioclásio ocorre como grãos anédricos a subédricos, com hábito tabular. Exibem maclamento albita, albita Carlsbad e albita periclina, moderadamente alterados para sericita e argila. Ocorrem em contato tríplice com os cristais de quartzo, nas bandas de textura granoblástica (Figura 7c). Apresenta composição labradorita (An₅₃₋₆₀).

Os cristais de feldspato alcalino são do tipo microclínio e ocorrem predominantemente como cristais dispersos na matriz. São diferenciados do plagioclásio pela presença de maclamento xadrez bem como intercrescimentos peritéticos e alteração para argilominerais.

A biotita apresenta hábito lamelar e pleocroísmo variando de amarelo claro a marrom escuro. Mostra contato reto com o quartzo e com o plagioclásio. Encontra-se fortemente orientada, alongada/estirada, por vezes contornando cristais de quartzo e plagioclásio. Comumente, os cristais alteram para clorita.

Anfibólio é do tipo Hornblenda e os cristais são subidiomórficos, com hábitos prismáticos e tabulares, com bordas irregulares e arredondadas. Exibem pleocroísmo moderado, amarelo pálido a verde escuro. Alguns cristais apresentam feições poiquilíticas, englobando cristais de biotita, epidoto e allanita, esta última apresentando halos pleocróicos (Figura 7d). Frequentemente, associa-se à minerais opacos, titanita, allanita e localmente com biotita. Alguns cristais apresentam maclas simples. Ocorrem dispersos nas porções félsicas e em maiores quantidades nas porções máficas. Altera-se para biotita, titanita e para epidoto.

Como minerais acessórios estão minerais opacos, titanita, allanita, zircão, epidoto e apatita. Os minerais opacos ocorrem em contato e incluídos no anfibólio, frequentemente associados à titanita. Os cristais de Titanita apresentam fratura interna e textura corroída com contatos irregulares e serrilhados. O zircão ocorre como cristais subidiomórficos e grãos angulares a subarredondados. A allanita apresenta coloração laranja e grãos arredondados, ocorrendo como inclusões.

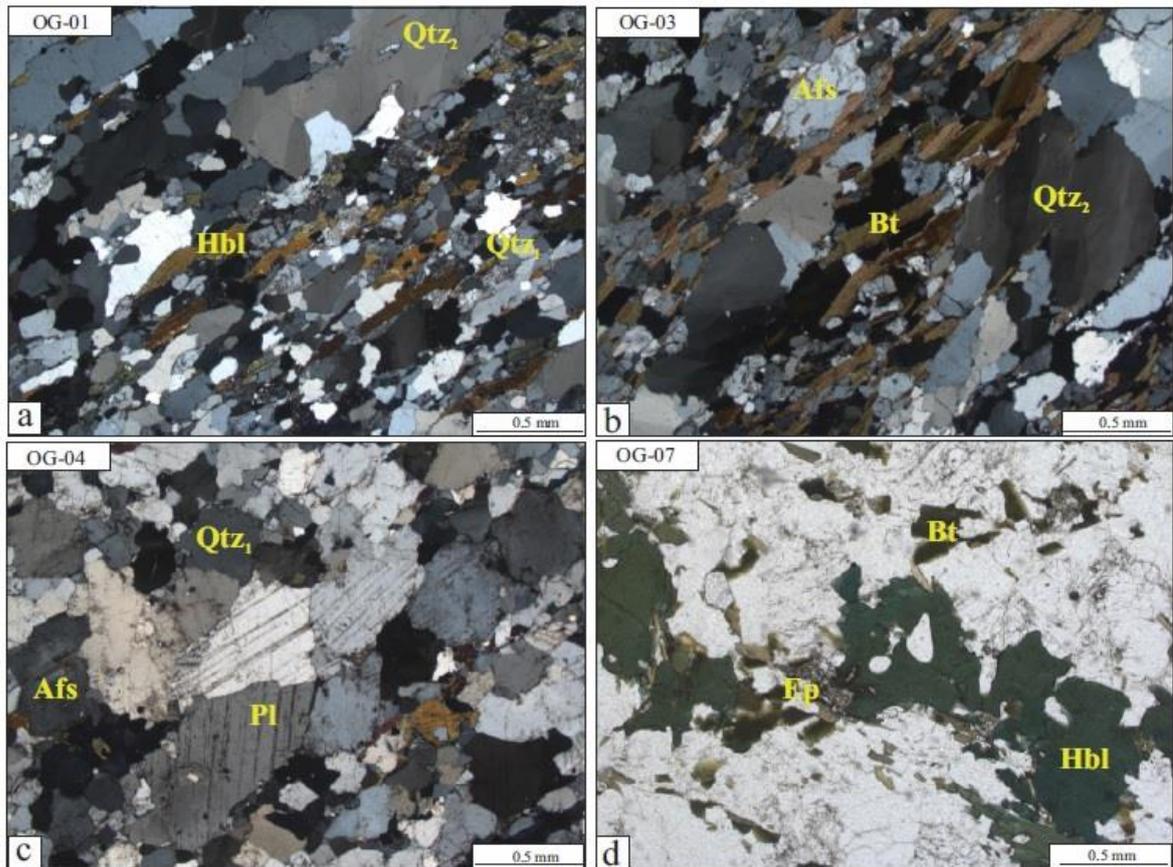


Figura 7. Características petrográficas representativas do Hornblenda-Biotita Ortogneisse tonalítico: a) Textura granoblástica observada faixa de composição félsica e textura ledidoblástica exibido pela banda máfica; b) Faixas de quartzo em fita com forte extinção ondulante; c) Agregado de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato e triplo junções ao longo dos limites de grãos, d) Cristais de hornblenda mostrando feições poiquiliticas, englobando cristais menores de quartzo e alterações para epidoto. Abreviações minerais segundo IUGS-SCMR (2007): Hbl - Hornblenda, Afs - Feldspato Alcalino, Bt - Biotita, Pl - Plagioclásio, Qtz - Quartzo e Ep – Epidoto.

2.1.4 Hornblenda Ortogneisse tonalítico

Petrograficamente esta amostra (OG-05) foi classificada como Hornblenda Ortogneisse tonalítico. Apresenta bandamento composicional bem definido, textura nematoblástica marcante, definida pela orientação preferencial da hornblenda e matriz heteroblástica, formada predominantemente por quartzo e plagioclásio (Figura 8a e 8b). É constituída mineralogicamente por plagioclásio (17,60%), quartzo (19,60%) e hornblenda (61,20%) e apresenta composição tonalítica (Figura 4).

O quartzo é xenomórfico e se apresenta sob duas formas (Figura 8b). O Qtz_1 possui bordas recristalizadas, interlobadas com o plagioclásio e serrilhadas com outros cristais de quartzo. Hábitos granulares e extinção ondulante moderada a fraca. Também são encontrados cristais sob a forma de filetes estirados (Qtz_2) caracterizando *ribbon quartz* e acompanhando a direção preferencial da foliação.

O plagioclásio compõe a matriz heteroblástica e apresenta hábitos predominantemente granulares e prismáticos. Observam-se maclas do tipo albíta, periclina, albíta-periclina, muitas vezes obliteras e alteradas para argilominerais e sericita. Mais localmente, os cristais exibem contatos interlobados com a hornblenda. Apresenta contatos retos com o quartzo (ponto tríplice), indicativos de recristalização. Apresentam ainda feições poiquilíticas englobando cristais de apatita e titanita.

A hornblenda é subidiomórfica a xenomórfica, coloração verde, pleocroísmo moderado, amarelo pálido e verde, com hábitos prismáticos a tabulares, fortemente orientados (Figura 8a). Os cristais estão internamente fraturados e fragmentados, apresentando feições poiquilíticas englobando o plagioclásio, epidoto e titanita. São observáveis maclas, do tipo simples em alguns cristais.

Quanto aos minerais acessórios, a titanita e os minerais opacos encontram-se frequentemente associados à hornblenda. A allanita é metamítica e apresenta bordas corroídas. Também são encontrados epidoto, apatita e zircão.

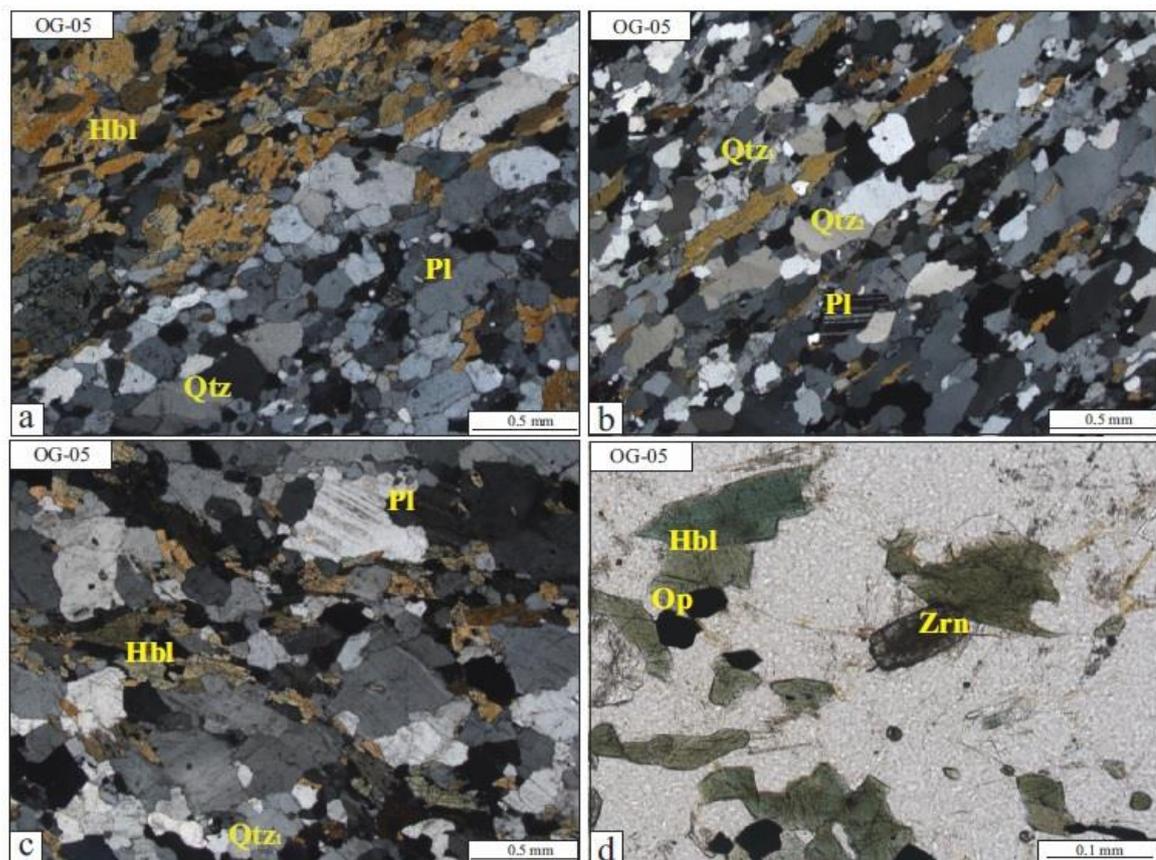


Figura 8. Características petrográficas representativas do Hornblenda Ortogneiss tonalítico: a) Textura nematoblástica marcante, definida por cristais de hornblenda orientado; b) Bandas de composição félsica, constituídas por plagioclásio e quartzo, c) Cristais de plagioclásio com contatos interlobados entre si e contatos retos com o quartzo formando pontos tríplices; d) Zircão de hábito prismático. Abreviações minerais segundo IUGS-SCMR (2007): Hbl - Hornblenda, Bt - Biotita, Pl - Plagioclásio, Qtz - Quartzo, Op - minerais opacos e Zrn - Zircão.

2.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb-Hf EM ZIRCÃO

Foram realizadas análises em cinco amostras de rocha, referentes a Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-07 e OG-03), Hornblenda Ortognaisse tonalítico (OG-05), Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico (OG-09) e Biotita Monzogranito (G-02).

Dados isotópicos de U-Pb e Lu-Hf obtidos em cristais de zircão foram plotados em diagramas Concordia e $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs Tempo (Ma). Em alguns casos, de forma a melhorar o resultado das análises, também foram confeccionados gráficos de distribuição. Para cristais com idades inferiores a *ca.* 1,2 Ga foram utilizadas as idades obtidas da razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e para os cristais mais antigos foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, segundo metodologia descrita por Spencer *et al.* (2016). Para o cálculo das idades, os dados foram trabalhados segundo critérios de avaliação que incluíram a verificação do conteúdo de chumbo comum, erros das razões isotópicas e percentual de discordância. Os dados analíticos completos são apresentados na tabela 4.

Para realização das análises de Lu-Hf foram escolhidos cristais de zircões com as idades U-Pb concordantes a subconcordantes. Para os cálculos dos dados de Lu-Hf foram usadas idades de Concórdia ou Intercepto superior, previamente adquiridas durante as análises de U-Pb. As idades U-Pb dos zircões das amostras citadas acima, analisados para os isótopos de Lu-Hf, bem como as idades modelo ($\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ obtidos são apresentados a seguir.

2.2.1 Rochas arqueanas

• OG-07 Hornblenda-Biotita ortognaisse tonalítico

Os cristais de zircão são subédricos, com dimensões entre 100 e 250 μm , fraturados e com zoneamento oscilatório (Figura 9). Foram realizadas 35 análises em 35 cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 9-77 ppm e razão Th/U entre 0,04 e 1,86. Os dados de 31 cristais forneceram uma idade de intercepto superior de 2528 ± 17 Ma (MSWD = 2,4; n = 21) e um conjunto de 26 cristais forneceu uma média de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2521 ± 22 (MSWD 1.11), enquanto que um grupo de 7 cristais concordantes apontou uma idade de 2549 ± 16 Ma e MSWD de 4.2, a qual foi considerada como a idade de cristalização do protólito magmático deste gnaiss (Figura 10, Tabela 4).

Análises isotópicas Lu-Hf foram realizadas em 8 cristais, sendo destes 5 cristais concordantes e 3 subconcordantes. Todos apresentaram valores positivos de ϵ_{Hf} (2,54 Ga) entre 1,41 e 4,33, e as idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variaram de 2,75 a 2,93 Ga (Tabela 5). A Figura 11 mostra os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos para a amostra analisada.

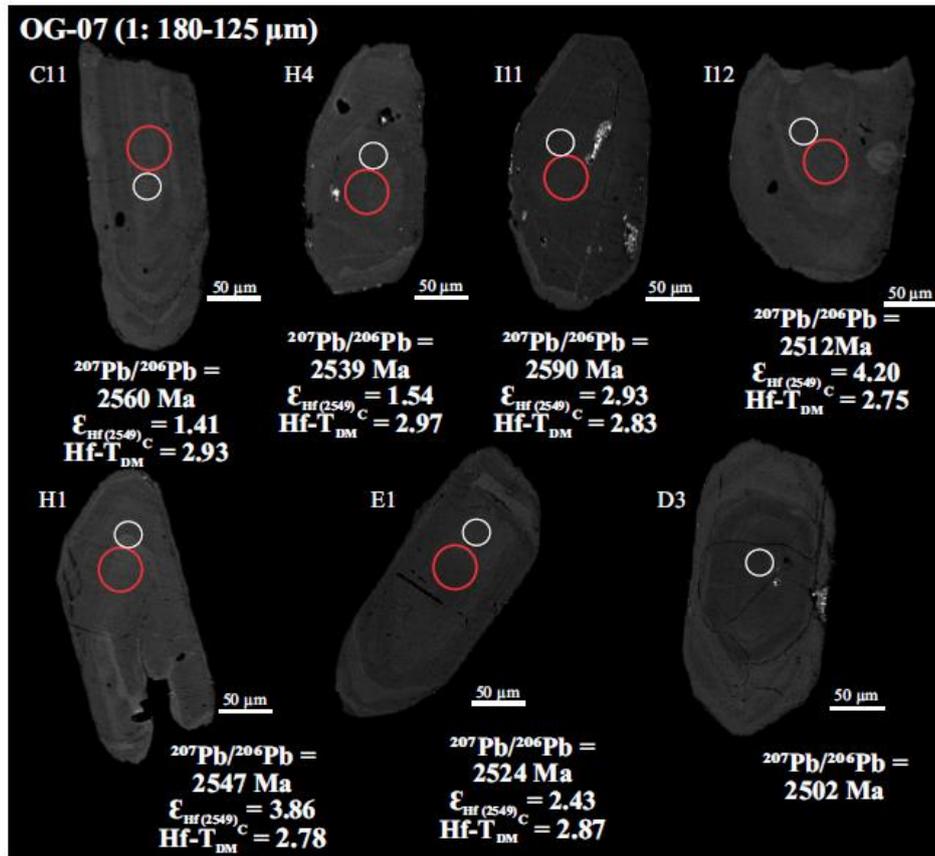


Figura 9. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-07. Círculos brancos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf.

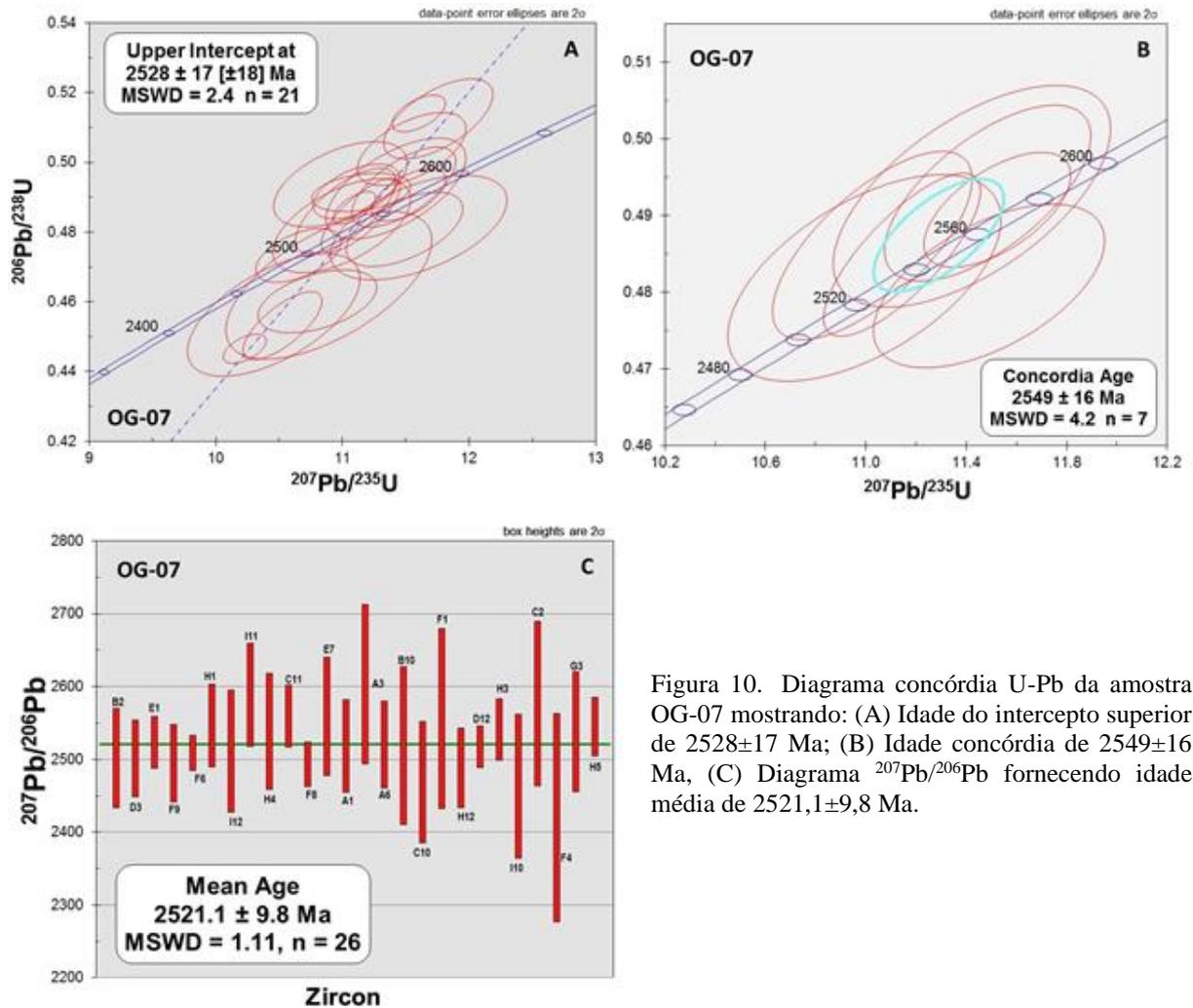


Figura 10. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-07 mostrando: (A) Idade do intercepto superior de 2528 ± 17 Ma; (B) Idade concórdia de 2549 ± 16 Ma, (C) Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fornecendo idade média de $2521,1 \pm 9,8$ Ma.

Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-07).

ID	f_{206}^a (%)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (abs)	Conc. ^f (%)
B2	0,14	9	5	3	0,35	11,14895	1,43	0,49141	0,46	0,32	0,16455	1,36	2576,8	11,8	2535,7	36,4	2502,9	34,0	102
D3 **	0,20	27	17	20	0,72	11,02572	1,47	0,48608	1,03	0,70	0,16451	1,05	2553,7	26,4	2525,3	37,2	2502,6	26,3	101
E1 **	0,27	24	15	12	0,50	11,14408	1,15	0,48488	0,90	0,78	0,16669	0,71	2548,5	22,8	2535,3	29,1	2524,7	18,0	101
F9	0,18	23	14	13	0,57	11,10869	1,25	0,49169	0,65	0,52	0,16386	1,07	2578,0	16,8	2532,3	31,6	2495,9	26,6	102
F6	0,21	54	33	34	0,63	11,09508	0,62	0,48697	0,39	0,64	0,16525	0,48	2557,5	10,1	2531,1	15,6	2510,1	11,9	101
H1 **	0,19	25	16	14	0,55	11,48499	1,46	0,49292	0,95	0,65	0,16899	1,11	2583,3	24,6	2563,4	37,4	2547,6	28,2	101
I12 **	0,17	22	13	8	0,37	10,99416	2,02	0,48185	1,14	0,56	0,16548	1,67	2535,3	29,0	2522,6	51,0	2512,5	41,9	101
I11 **	0,23	24	14	6	0,26	11,49044	1,64	0,48081	0,91	0,55	0,17333	1,36	2530,8	22,9	2563,8	42,0	2590,0	35,3	99
H4 **	0,27	19	12	7	0,38	11,42245	1,97	0,49251	1,20	0,61	0,16821	1,57	2581,5	31,0	2558,3	50,5	2539,9	39,8	101
C11 **	0,20	24	15	9	0,39	11,52361	1,04	0,49074	0,62	0,60	0,17031	0,83	2573,9	16,1	2566,5	26,6	2560,7	21,2	100
F8	0,33	15	11	5	0,34	11,60282	0,74	0,51404	0,42	0,56	0,16371	0,61	2673,9	11,2	2572,9	19,1	2494,3	15,3	104
E7	0,15	28	16	19	0,68	10,80268	1,77	0,46014	0,80	0,45	0,17027	1,58	2440,2	19,6	2506,3	44,5	2560,3	40,5	97
A1	0,41	12	7	4	0,32	11,54682	1,52	0,50384	0,85	0,56	0,16621	1,26	2630,3	22,3	2568,4	39,0	2519,9	31,8	102
A3	0,46	9	6	5	0,50	11,60282	2,45	0,48133	1,27	0,52	0,17483	2,10	2533,0	32,3	2572,9	63,1	2604,4	54,6	98
A6	0,18	16	10	7	0,43	11,75747	1,50	0,51251	0,92	0,61	0,16638	1,18	2667,3	24,4	2585,3	38,7	2521,6	29,8	103
B10	0,31	10	6	6	0,60	10,45762	2,66	0,45624	1,57	0,59	0,16624	2,15	2423,0	38,1	2476,2	65,9	2520,1	54,1	98
C10	0,19	18	11	6	0,34	10,98490	1,96	0,49372	1,01	0,52	0,16137	1,68	2586,7	26,1	2521,9	49,4	2470,0	41,5	103
F1	0,36	21	11	7	0,36	10,89295	3,05	0,46475	1,86	0,61	0,16999	2,42	2460,5	45,8	2514,0	76,7	2557,5	61,8	98
H12	0,25	20	11	7	0,37	10,65354	1,29	0,47331	0,67	0,52	0,16325	1,11	2498,1	16,6	2493,4	32,2	2489,6	27,5	100
D12	0,10	60	33	26	0,44	10,22894	0,68	0,44657	0,38	0,56	0,16613	0,57	2380,0	9,1	2455,7	16,8	2519,0	14,2	97
H3	0,23	17	10	6	0,36	10,52677	1,21	0,45319	0,88	0,73	0,16847	0,83	2409,4	21,2	2482,3	30,1	2542,5	21,1	97
H2	0,23	35	13	1	0,04	6,94463	1,51	0,34726	0,84	0,56	0,14504	1,26	1921,5	16,2	2104,4	31,8	2288,3	28,7	91
I10	0,23	10	6	4	0,37	11,43337	2,40	0,51552	1,30	0,54	0,16085	2,01	2680,1	34,9	2559,2	61,3	2464,7	49,6	105
E3	0,23	46	22	13	0,29	8,93157	1,10	0,40805	0,77	0,70	0,15875	0,78	2206,0	17,1	2331,0	25,6	2442,4	19,0	95
A11	0,54	13	6	5	0,38	8,24431	3,23	0,39939	2,02	0,62	0,14971	2,52	2166,2	43,7	2258,2	72,9	2342,6	59,1	96
C2	0,17	77	7	143	1,86	5,28241	3,00	0,22265	2,05	0,68	0,17207	2,18	1295,9	26,6	1866,0	55,9	2577,9	56,3	69
F4	0,68	15	7	17	1,15	9,02952	3,52	0,41768	1,93	0,55	0,15679	2,94	2249,9	43,4	2341,0	82,4	2421,4	71,3	96
I9	0,19	9	5	3	0,37	10,05533	5,14	0,46182	2,96	0,58	0,15791	4,20	2447,6	72,5	2439,9	125,4	2433,5	102,2	100
B8	0,33	17	7	13	0,78	7,77038	2,93	0,34143	2,07	0,71	0,16506	2,07	1893,5	39,3	2204,8	64,6	2508,2	51,9	86
C7	0,34	13	8	8	0,63	12,20897	2,19	0,50666	1,16	0,53	0,17477	1,86	2642,4	30,7	2620,6	57,4	2603,8	48,4	101
D10	0,27	22	9	6	0,26	7,43064	2,43	0,35416	2,23	0,92	0,15217	0,97	1954,4	43,5	2164,7	52,6	2370,4	23,0	90
G3	0,27	17	8	9	0,55	9,53861	2,17	0,41133	1,45	0,67	0,16819	1,62	2221,0	32,1	2391,3	51,9	2539,7	41,1	93
G5	0,18	53	26	40	0,75	8,74854	1,03	0,39789	0,62	0,59	0,15947	0,83	2159,3	13,3	2312,1	23,9	2450,0	20,4	93
G12	0,31	19	10	7	0,38	10,32351	1,88	0,47047	1,18	0,63	0,15915	1,46	2485,6	29,5	2464,2	46,4	2446,6	35,8	101
H5	0,16	65	34	32	0,49	10,04490	1,14	0,43144	0,82	0,72	0,16886	0,79	2312,2	18,9	2438,9	27,8	2546,4	20,2	95

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t \text{ comum} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) \text{ amostra}$; ^b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; ^c Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores medidos); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando a equação = $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$; ^d Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U; ^e Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); ^f Grau de concordância = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} / ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) * 100$. ** Zircões concordantes.

Tabela 5. Dados isotópicos Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS. *Calculada a partir da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$, valor médio da crosta continental (Griffin et al. 2002).

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{zircão}}$	2SE	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{zircão}, t)}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}^c (Ma)*
Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico - OG-07									
OG07 E1	0,281257	0,000048	0,000852	0,000055	-54,03	2549	0,281216	2,43	2,87
OG07 H1	0,281288	0,000054	0,000667	0,000078	-52,93	2549	0,281256	3,86	2,78
OG07 I12	0,281292	0,000066	0,000547	0,000023	-52,79	2549	0,281265	4,20	2,76
OG07 I11	0,281271	0,000066	0,000852	0,000013	-53,53	2549	0,281230	2,93	2,84
OG07 H4	0,281216	0,000061	0,000521	0,000022	-55,49	2549	0,281191	1,54	2,93
OG07 F9	0,281276	0,000042	0,001216	0,000025	-53,37	2549	0,281217	2,47	2,87
OG07 F6	0,281346	0,000054	0,001572	0,000141	-50,90	2549	0,281269	4,33	2,75
OG07 C11	0,281246	0,000064	0,001215	0,000114	-54,41	2549	0,281187	1,41	2,93
Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico - OG-03									
OG03 H7	0,281426	0,000075	0,003235	0,000340	-48,05	2532	0,281270	3,95	2,76
OG03 A11	0,281344	0,000031	0,001484	0,000075	-50,96	2532	0,281272	4,04	2,76
OG03 A10	0,281308	0,000066	0,001260	0,000013	-52,22	2532	0,281247	3,16	2,81
OG03 B2	0,281337	0,000066	0,001351	0,000158	-51,21	2532	0,281271	4,02	2,76
OG03 G8	0,281362	0,000065	0,001430	0,000177	-50,31	2532	0,281293	4,79	2,71
OG03 H11	0,281303	0,000059	0,001083	0,000016	-52,41	2532	0,281251	3,27	2,80
OG03 G8-B	0,281336	0,000044	0,000977	0,000077	-51,24	2532	0,281289	4,63	2,72
OG03 D9	0,281256	0,000085	0,000484	0,000036	-54,08	2532	0,281232	2,62	2,85
Hornblenda Ortognaisse tonalítico - OG-05									
OG05 B10	0,281234	0,000030	0,000942	0,000033	-54,8	2354	0,281192	-2,97	3,06
OG05 B1	0,281283	0,000050	0,000607	0,000032	-53,1	2354	0,281256	-0,69	2,92
OG05 C2	0,281253	0,000036	0,001659	0,000089	-54,2	2354	0,281178	-3,46	3,09
OG05 D6	0,281299	0,000043	0,000697	0,000017	-52,6	2354	0,281267	-0,28	2,89
OG05 E4	0,281251	0,000075	0,000284	0,000007	-54,2	2354	0,281238	-1,32	2,95
OG05 H6	0,281201	0,000052	0,000921	0,000013	-56,0	2354	0,281160	-4,11	3,13
Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico - OG-09									
OG09 L7	0,281311	0,000058	0,000723	0,000040	-52,11	2224	0,281281	-2,83	2,95
OG09 N12	0,281309	0,000040	0,000493	0,000024	-52,19	2224	0,281288	-2,57	2,93
OG09 J1	0,281309	0,000062	0,000652	0,000036	-52,20	2224	0,281281	-2,82	2,95
OG09 C6	0,281273	0,000092	0,000512	0,000014	-53,45	2224	0,281252	-3,86	3,01
OG09 D9	0,281303	0,000061	0,000614	0,000013	-52,41	2224	0,281277	-2,97	2,96
OG09 H4	0,281347	0,000081	0,000643	0,000024	-50,86	2224	0,281320	-1,46	2,86
OG09 C3n	0,281340	0,000061	0,001080	0,000060	-51,11	2224	0,281294	-2,36	2,92
OG09 C2	0,281293	0,000087	0,000418	0,000020	-52,77	2224	0,281275	-3,04	2,96
OG09 D5	0,281350	0,000083	0,000514	0,000027	-50,75	2224	0,281328	-1,15	2,84
Biotita Monzogranito - G-02									
G02 F8	0,281730	0,000044	0,002551	0,000143	-37,3	570	0,281702	-25,60	3,06
G02 F3	0,281615	0,000044	0,001189	0,000026	-41,4	570	0,281602	-29,15	3,27
G02 A3	0,281719	0,000048	0,002377	0,000062	-37,7	570	0,281694	-25,91	3,08
G02 C8	0,281675	0,000058	0,001539	0,000087	-39,3	570	0,281658	-27,16	3,15
G02 D9	0,281689	0,000043	0,002336	0,000228	-38,8	570	0,281664	-26,96	3,14
G02 F1	0,281770	0,000040	0,001327	0,000064	-35,9	570	0,281756	-23,70	2,94
G02 D3	0,281680	0,000042	0,000659	0,000062	-39,1	570	0,281673	-26,64	3,12
G02 E9	0,281733	0,000044	0,002373	0,000111	-37,2	570	0,281708	-25,42	3,05

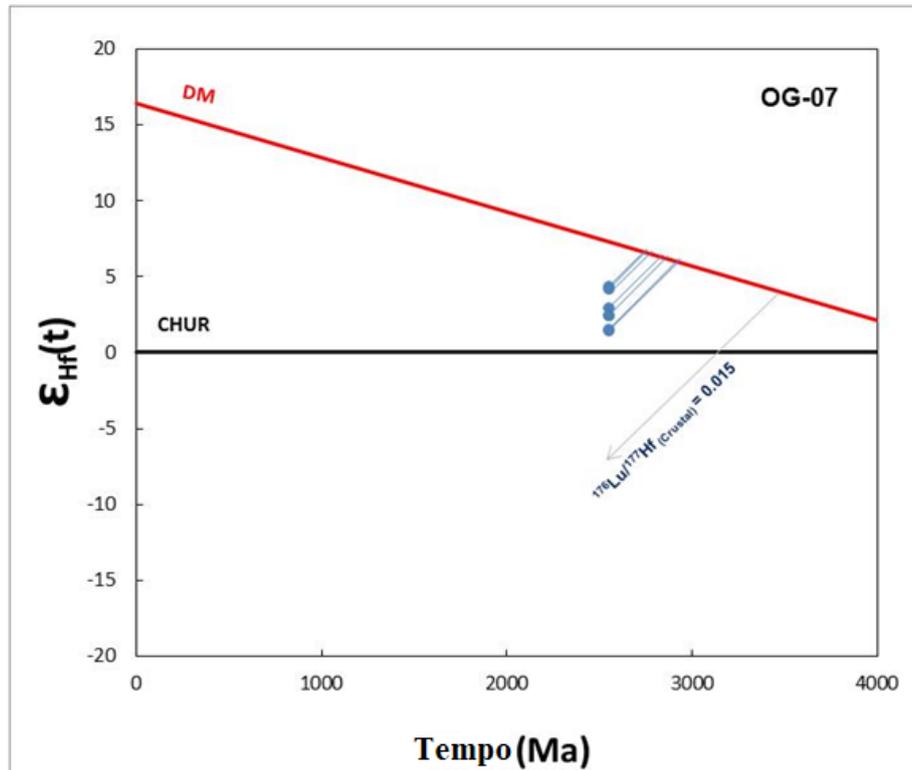


Figura 11. Diagramas de evolução $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-07. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condrito) segundo Bouvier *et al.* (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen *et al.* (2009).

• OG-03 Hornblenda-Biotita ortognaisse tonalítico

Os cristais de zircão dessa amostra são euédricos a subédricos, com dimensões entre 100 e 300 μm de comprimento e apresentam zoneamento oscilatório e centro alterado por processos metamíticos (Figura 12). Foram analisados 34 cristais de zircão, que mostraram conteúdo de U com valores entre 30-413 ppm e razão Th/U entre 0,09 e 0,88. A maioria dos cristais se mostrou metamítico, resultando em razões isotópicas altamente discordantes. Somente 13 cristais foram utilizados para cálculos de idade e forneceram idade de intercepto superior de 2532 ± 10 Ma (MSWD = 1,3) (Tabela 6, Figura 13A), interpretada como a idade de cristalização do protólito magmático desta rocha. Detalhe de 4 cristais subconcordantes indicando uma idade de intercepto superior de 2537 ± 19 Ma (MSWD = 0,9) (Figura 13B).

Análises isotópicas Lu-Hf foram realizadas em um total de 8 cristais, que apresentaram valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,53 \text{ Ga})$ entre 2,62 e 4,79. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,71 a 2,85 Ga (Tabela 5). Na figura 14 é possível observar os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos nos zircões dessa amostra.

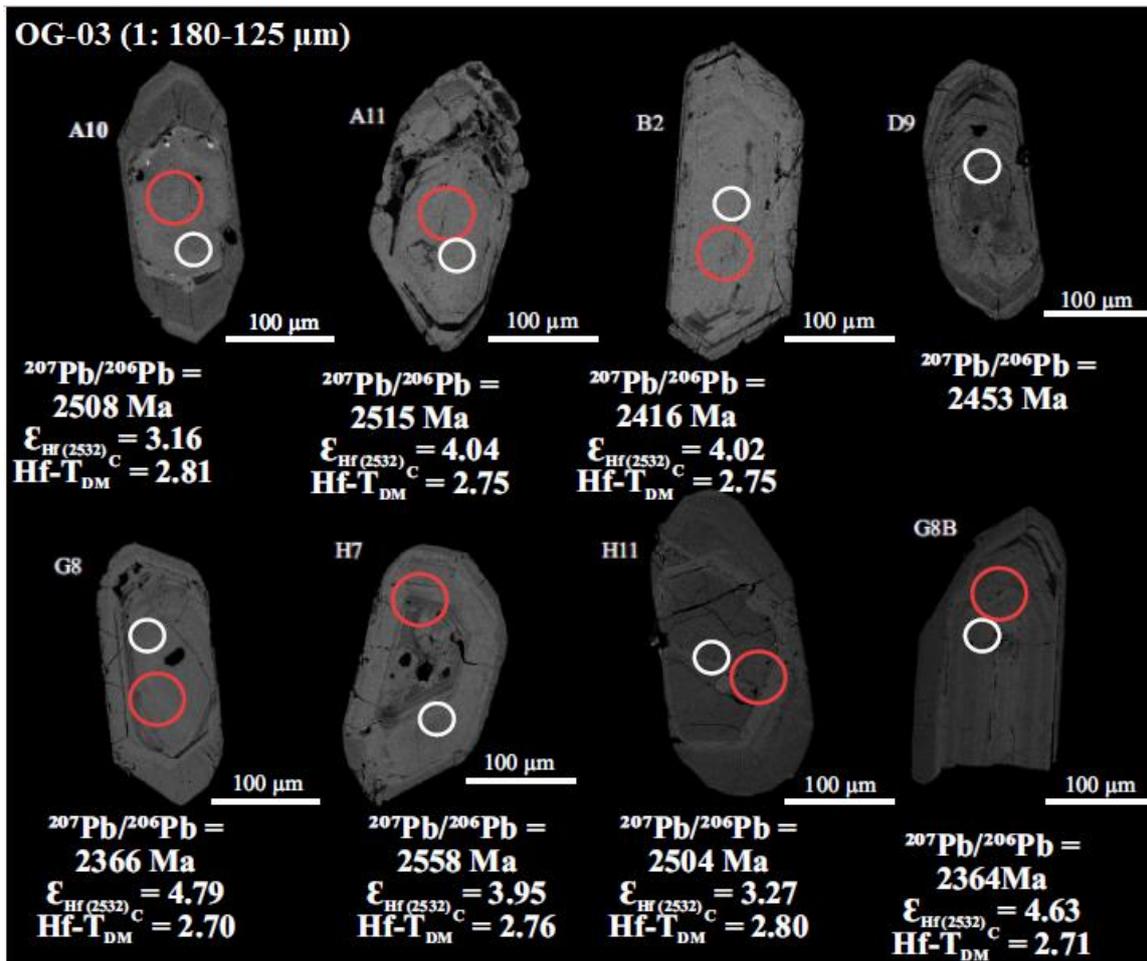


Figura 12. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-03. Círculos brancos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf.

Tabela 6. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-03). Sobrescritos (a, b, c, d, e, f) como indicados na Tabela 4. * Zircões discordantes excluídos do cálculo da idade.

ID	f_{206}^a (%)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (%)	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (%)	1s (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$ (%)	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (abs)	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (abs)	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (abs)	1s (abs)	Conc. ^f (%)
A2	0,40	399	102	84	0,21	4,24049	0,58	0,23574	0,45	0,77	0,12828	0,37	1364,5	6,1	1681,9	9,7	2074,6	7,6	82
A10	0,33	71	41	52	0,73	10,11988	0,78	0,44454	0,65	0,83	0,16511	0,43	2370,9	15,3	2445,8	19,0	2508,6	10,8	97
C11	0,41	236	66	47	0,20	5,45133	0,59	0,27779	0,53	0,90	0,14232	0,26	1580,2	8,3	1893,0	11,1	2255,7	5,9	83
D11	0,54	283	53	53	0,19	5,56092	1,16	0,28337	0,94	0,81	0,14233	0,68	1608,3	15,2	1910,1	22,2	2255,7	15,3	84
E11	0,43	264	67	96	0,36	4,98245	0,39	0,26101	0,30	0,77	0,13845	0,25	1495,0	4,5	1816,3	7,2	2207,9	5,6	82
F11	0,12	284	87	70	0,25	5,11044	0,89	0,26651	0,79	0,89	0,13907	0,40	1523,0	12,1	1837,8	16,3	2215,7	8,8	83
F10	0,96	209	61	22	0,11	4,49731	0,71	0,24573	0,49	0,69	0,13274	0,52	1416,4	7,0	1730,5	12,3	2134,5	11,0	82
G3	0,34	157	53	41	0,26	6,17749	1,19	0,30756	1,09	0,92	0,14567	0,46	1728,7	18,9	2001,3	23,8	2295,7	10,6	86
G11	0,12	202	69	24	0,12	6,36172	0,97	0,31002	0,88	0,90	0,14883	0,42	1740,8	15,3	2027,0	19,8	2332,5	9,8	86
H11	0,26	30	18	20	0,66	10,40228	0,70	0,45582	0,41	0,58	0,16465	0,57	2421,1	9,8	2471,3	17,2	2504,0	14,2	98
B8-B	1,24	170	56	32	0,19	6,21146	0,64	0,30550	0,44	0,69	0,14746	0,46	1718,5	7,6	2006,1	12,8	2316,7	10,7	86
D9	0,27	44	22	18	0,40	9,21695	0,80	0,41628	0,51	0,64	0,15976	0,61	2243,6	11,4	2359,8	18,8	2453,1	15,1	95
H7	0,14	95	54	49	0,52	10,82744	0,71	0,47167	0,47	0,76	0,17010	0,53	2490,9	11,7	2508,4	17,8	2558,6	13,6	98
E6-B *	0,62	176	46	63	0,36	7,04633	0,83	0,33917	0,74	0,89	0,15068	0,37	1882,7	14,0	2117,3	17,6	2353,6	8,8	89
F5 *	0,30	156	48	27	0,17	7,12574	0,83	0,34263	0,66	0,79	0,15084	0,51	1899,3	12,5	2127,3	17,7	2355,4	11,9	89
B10 *	0,32	174	59	33	0,19	6,15506	0,86	0,31053	0,73	0,85	0,14375	0,45	1743,3	12,8	1998,1	17,2	2272,9	10,3	87
E8 *	0,52	208	65	47	0,23	6,46050	0,95	0,30936	0,87	0,92	0,15146	0,38	1737,6	15,2	2040,5	19,5	2362,5	9,1	85
E5 *	0,12	277	82	41	0,15	5,21584	1,00	0,27754	0,90	0,90	0,13630	0,44	1578,9	14,2	1855,2	18,5	2180,7	9,5	85
B2 *	0,26	98	51	15	0,15	9,95725	1,00	0,46205	0,87	0,87	0,15630	0,50	2448,6	21,3	2430,8	24,4	2416,0	12,1	101
C2 *	0,04	155	66	20	0,13	7,78813	1,03	0,37753	0,99	0,95	0,14962	0,31	2064,7	20,4	2206,8	22,8	2341,5	7,3	94
A5 *	0,46	137	29	121	0,88	6,46617	1,07	0,32307	0,78	0,72	0,14516	0,74	1804,7	14,0	2041,3	21,9	2289,7	17,0	88
A8 *	0,52	97	34	19	0,19	6,85294	1,44	0,34763	1,28	0,89	0,14297	0,67	1923,3	24,6	2092,6	30,2	2263,5	15,1	92
A11 *	0,08	95	59	45	0,48	11,62661	0,38	0,50853	0,27	0,72	0,16582	0,26	2650,4	7,2	2574,8	9,8	2515,9	6,6	103
I6 *	0,65	338	70	85	0,25	3,20960	0,71	0,18833	0,52	0,73	0,12361	0,49	1112,3	5,8	1459,5	10,4	2008,9	9,8	76
I8 *	0,66	177	41	28	0,16	4,65028	1,26	0,24081	0,71	0,56	0,14006	1,05	1390,9	9,9	1758,3	22,2	2227,9	23,3	79
I10 *	1,07	413	55	191	0,46	2,07319	0,76	0,13036	0,63	0,83	0,11535	0,43	789,9	5,0	1140,0	8,7	1885,3	8,0	69
J10 *	0,19	371	84	96	0,26	3,16937	0,71	0,19817	0,45	0,63	0,11599	0,55	1165,5	5,2	1449,7	10,3	1895,4	10,5	80
J7 *	1,36	133	21	13	0,09	3,23815	1,72	0,18656	1,30	0,76	0,12588	1,13	1102,7	14,3	1466,3	25,3	2041,3	23,0	75
G8-B *	0,07	110	53	29	0,27	8,93570	0,72	0,42746	0,42	0,59	0,15161	0,58	2294,3	9,6	2331,5	16,7	2364,2	13,7	98
G8 *	0,17	80	37	12	0,15	8,90927	0,66	0,42552	0,42	0,63	0,15185	0,52	2285,5	9,5	2328,8	15,5	2366,9	12,2	98
G9 *	0,15	233	89	44	0,19	6,78051	0,63	0,33540	0,50	0,79	0,14662	0,39	1864,5	9,3	2083,2	13,2	2306,9	9,0	90
C7 *	0,26	404	104	72	0,18	4,29967	0,94	0,23432	0,84	0,90	0,13308	0,41	1357,1	11,4	1693,3	15,9	2139,0	8,8	80
C3 *	0,95	243	30	50	0,21	5,00287	1,09	0,24965	0,93	0,85	0,14534	0,58	1436,7	13,3	1819,8	19,9	2291,8	13,3	79
F9-B *	0,31	190	65	45	0,24	6,25520	0,74	0,29475	0,59	0,80	0,15392	0,45	1665,2	9,8	2012,2	14,9	2389,9	10,7	83

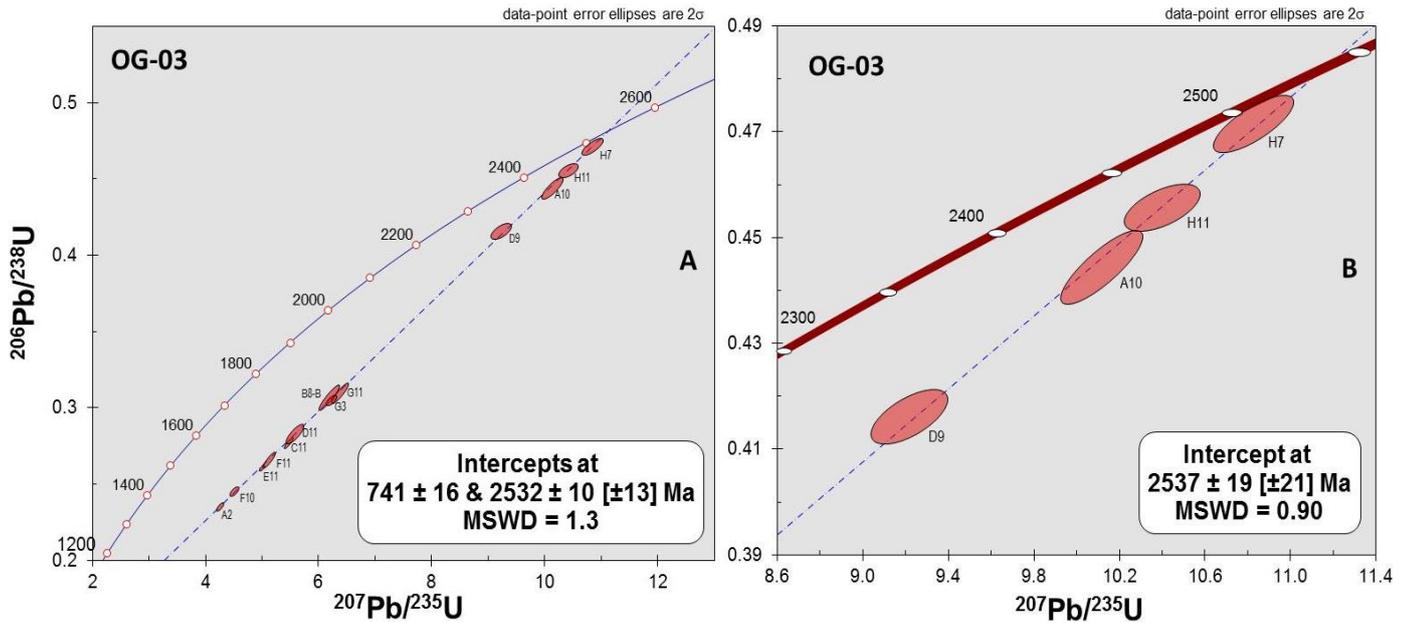


Figura 13. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-03 mostrando: (A) Idade do intercepto superior de 2532 ± 10 Ma; (B) Detalhe de 4 cristais subconcordantes de idade do intercepto superior de 2537 ± 19 Ma.

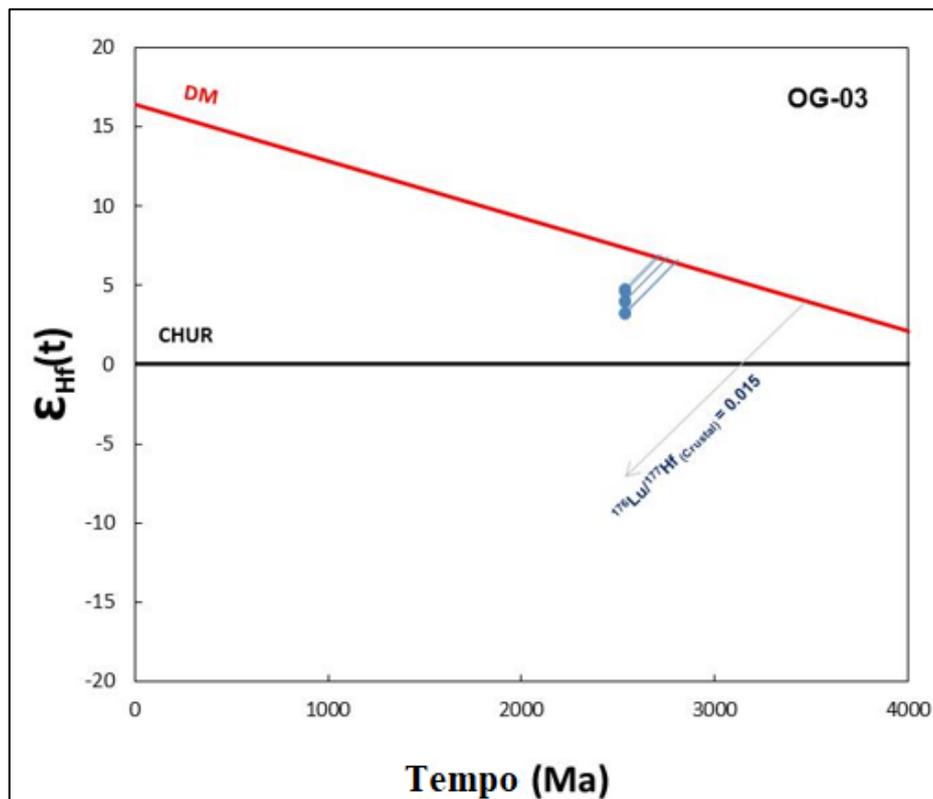


Figura 14. Diagramas de evolução $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-03. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier et al. (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen et al. (2009).

2.2.2 Rochas Paleoproterozoicas

• OG-05 Hornblenda ortognaisse tonalítico

Apresenta cristais de zircão subédricos, com dimensões entre 150 e 200 μm de comprimento, fraturados, núcleos alterados por processos metamíticos e com certa porosidade (Figura 15). Foram realizadas 32 análises, cujos cristais de zircão mostraram conteúdo de U variando entre 105-1207 ppm e razão Th/U entre 0,02 e 1,24. As razões de Th/U podem ser utilizadas para diferenciar zircões ígneos de metamórficos, sendo valores entre 0,5 e 1, considerados predominantemente de origem magmática e, quando inferior a 0,1, de origem metamórfica (Hoskin & Schaltegger 2003). No entanto, a baixa razão Th/U e as baixas concentrações de U/Th podem também representar cristais cristalizados em equilíbrio com o *melt* de câmaras magmáticas profundas (Xiang *et al.* 2011).

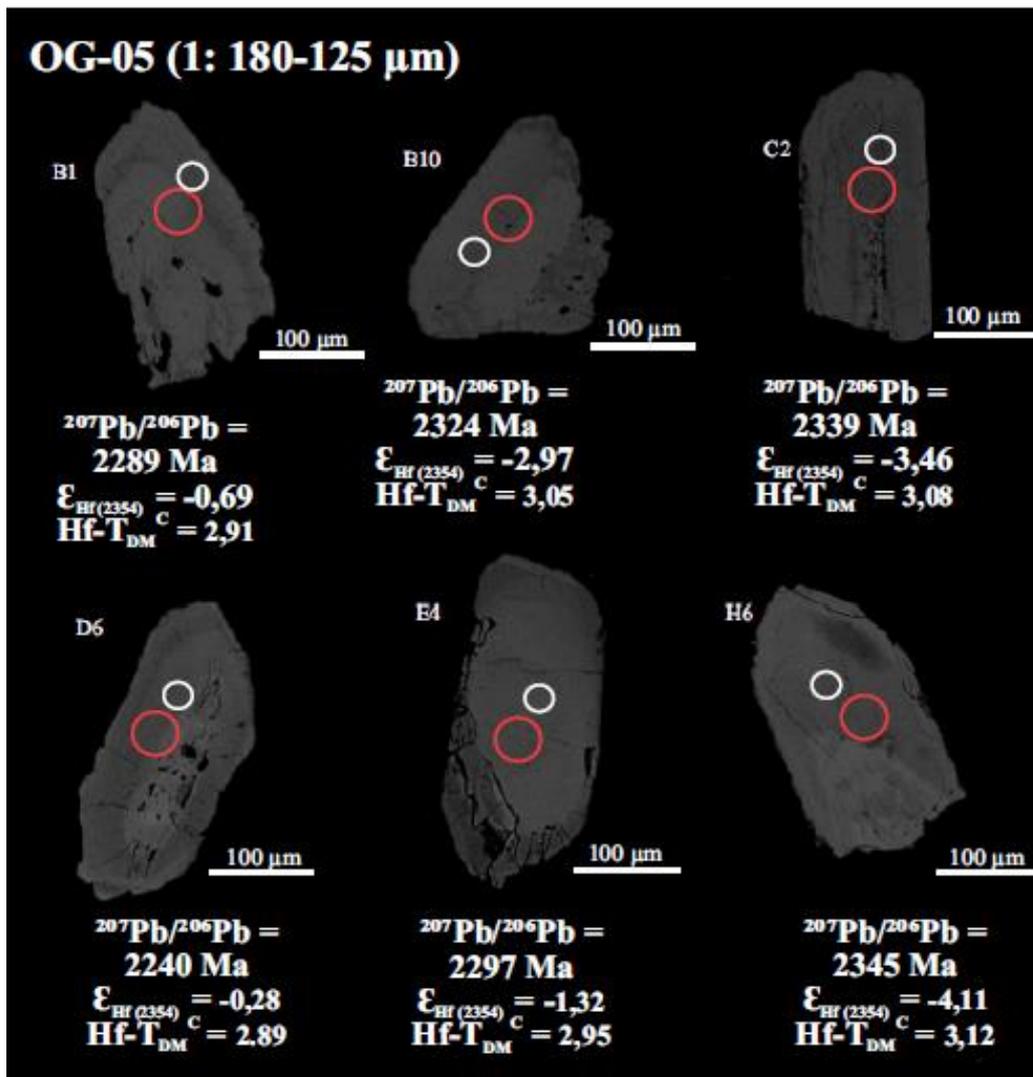


Figura 15. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-05. Círculos brancos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf.

Tabela 7. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda Ortognaisse tonalítico (OG-05). Sobrescritos (a, b, c, d, e, f) como indicados na Tabela 4. * Zircões muito discordantes excluídos do cálculo da idade.

ID	f_{206}^a (%)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (abs)	Conc. ^f (%)
A2	0,09	1167	195	64	0,06	2,25922	1,74	0,15745	1,51	0,87	0,10407	0,87	942,6	14,2	1199,7	20,9	1697,9	14,7	79
A7	0,51	463	62	43	0,09	2,02613	1,17	0,14900	0,97	0,83	0,09862	0,65	895,4	8,7	1124,3	13,1	1598,2	10,3	80
A9	0,13	131	38	13	0,10	5,04981	0,95	0,27035	0,88	0,93	0,13547	0,35	1542,6	13,7	1827,7	17,4	2170,1	7,6	84
B10	0,08	106	47	15	0,14	8,22303	0,56	0,40251	0,51	0,91	0,14817	0,23	2180,6	11,1	2255,9	12,6	2324,9	5,4	97
B8	0,19	381	63	14	0,04	2,43374	2,25	0,16728	1,97	0,88	0,10552	1,08	997,1	19,7	1252,6	28,1	1723,3	18,6	80
B3	0,23	388	85	18	0,05	3,45002	1,38	0,20582	1,27	0,92	0,12157	0,55	1206,5	15,3	1515,9	21,0	1979,4	10,8	80
B1	0,04	140	55	13	0,09	7,45663	0,31	0,37261	0,25	0,81	0,14514	0,18	2041,7	5,0	2167,8	6,6	2289,4	4,2	94
C1	0,17	483	90	37	0,08	2,87296	1,19	0,18265	1,00	0,85	0,11408	0,63	1081,4	10,9	1374,8	16,3	1865,4	11,8	79
F5	0,49	345	110	77	0,22	5,30017	0,35	0,28164	0,29	0,83	0,13649	0,20	1599,6	4,6	1868,9	6,5	2183,1	4,3	86
H6 *	0,07	105	46	15	0,14	8,07760	0,42	0,39063	0,32	0,78	0,14997	0,26	2125,7	6,9	2239,7	9,3	2345,6	6,1	95
D10 *	0,37	501	91	132	0,26	2,29383	0,50	0,15819	0,38	0,76	0,10517	0,32	946,7	3,6	1210,4	6,0	1717,2	5,5	78
A10 *	0,35	296	77	15	0,05	4,31463	0,37	0,24519	0,29	0,79	0,12762	0,23	1413,6	4,2	1696,2	6,3	2065,5	4,8	83
A1 *	1,46	173	43	19	0,11	3,60262	1,47	0,20970	1,31	0,89	0,12460	0,66	1227,2	16,1	1550,1	22,8	2023,1	13,4	79
A6 *	0,29	234	54	25	0,11	3,60701	1,12	0,21026	1,00	0,89	0,12442	0,52	1230,2	12,3	1551,1	17,4	2020,5	10,4	79
C2 *	0,03	125	58	15	0,12	8,31310	0,30	0,40351	0,13	0,45	0,14942	0,27	2185,2	2,9	2265,7	6,8	2339,3	6,2	96
C5 *	0,18	427	105	16	0,04	3,73066	0,59	0,21977	0,45	0,75	0,12312	0,39	1280,7	5,7	1578,0	9,3	2001,9	7,8	81
D6 *	0,04	150	58	20	0,13	6,61577	0,85	0,34020	0,77	0,91	0,14104	0,36	1887,6	14,5	2061,5	17,4	2240,0	8,0	92
E1 *	0,07	233	78	22	0,10	5,73957	0,37	0,29723	0,30	0,82	0,14005	0,21	1677,5	5,1	1937,3	7,1	2227,8	4,6	87
G2 *	0,03	413	93	16	0,04	3,63277	0,50	0,20951	0,46	0,91	0,12575	0,21	1226,2	5,6	1556,7	7,8	2039,5	4,3	79
G4 *	0,24	354	65	24	0,07	2,72250	0,60	0,17511	0,49	0,82	0,11276	0,34	1040,2	5,1	1334,6	8,0	1844,4	6,3	78
B5 *	0,29	282	55	6	0,02	2,76449	1,10	0,18140	0,75	0,68	0,11053	0,81	1074,6	8,0	1346,0	14,9	1808,1	14,7	80
C9 *	0,26	217	44	11	0,05	2,74799	1,02	0,18086	0,84	0,82	0,11020	0,59	1071,7	9,0	1341,5	13,7	1802,7	10,6	80
D5 *	0,34	243	68	28	0,12	4,77534	0,70	0,25509	0,61	0,88	0,13577	0,33	1464,6	9,0	1780,6	12,4	2174,0	7,2	82
E10 *	0,19	356	62	25	0,07	2,80582	1,03	0,18534	0,74	0,72	0,10980	0,71	1096,1	8,1	1357,1	14,0	1796,0	12,8	81
A5 *	0,19	326	82	55	0,17	4,09752	0,72	0,22622	0,64	0,89	0,13137	0,33	1314,7	8,4	1653,8	11,9	2116,3	7,0	79
B4 *	0,39	358	58	84	0,24	1,96938	1,61	0,14227	1,27	0,79	0,10040	0,99	857,5	10,9	1105,1	17,8	1631,4	16,1	78
C7 *	0,44	539	71	42	0,08	1,38582	0,71	0,10980	0,58	0,81	0,09154	0,41	671,6	3,9	882,9	6,2	1457,8	6,0	76
D7 *	0,30	358	58	23	0,06	1,87214	0,79	0,14392	0,57	0,72	0,09435	0,55	866,8	5,0	1071,3	8,5	1515,0	8,3	81
E2 *	0,28	490	75	21	0,04	1,81803	0,36	0,14217	0,21	0,58	0,09275	0,29	856,9	1,8	1052,0	3,8	1482,7	4,3	81
E4 *	0,05	143	52	9	0,06	6,82502	0,44	0,33949	0,17	0,38	0,14580	0,41	1884,2	3,2	2089,0	9,2	2297,3	9,4	90
E7 *	0,26	231	79	285	1,24	8,72115	1,74	0,32193	1,72	0,99	0,19648	0,27	1799,1	30,9	2309,3	40,2	2797,2	7,7	78
E9 *	0,20	1207	177	73	0,06	1,77172	0,64	0,13700	0,55	0,86	0,09379	0,33	827,7	4,5	1035,2	6,6	1504,0	4,9	80

O comportamento geral das análises é discordante e a melhor discórdia foi fornecida pelo alinhamento de apenas 9 grãos, cujo intercepto superior fornece uma idade de 2354 ± 15 (MSWD = 2,6), sendo considerada a idade de cristalização do protólito magmático deste gnaiss (Figura 16). Os dados analíticos de todos os zircões são apresentados na tabela 7. Análises isotópicas Lu-Hf foram realizadas em um total de 6 cristais onde todos apresentaram valores negativos de ϵ_{Hf} (2,35 Ga) entre -0,28 e -4,11. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,89 a 3,13 Ga. Na Figura 17 é possível observar os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos nos zircões dessa amostra.

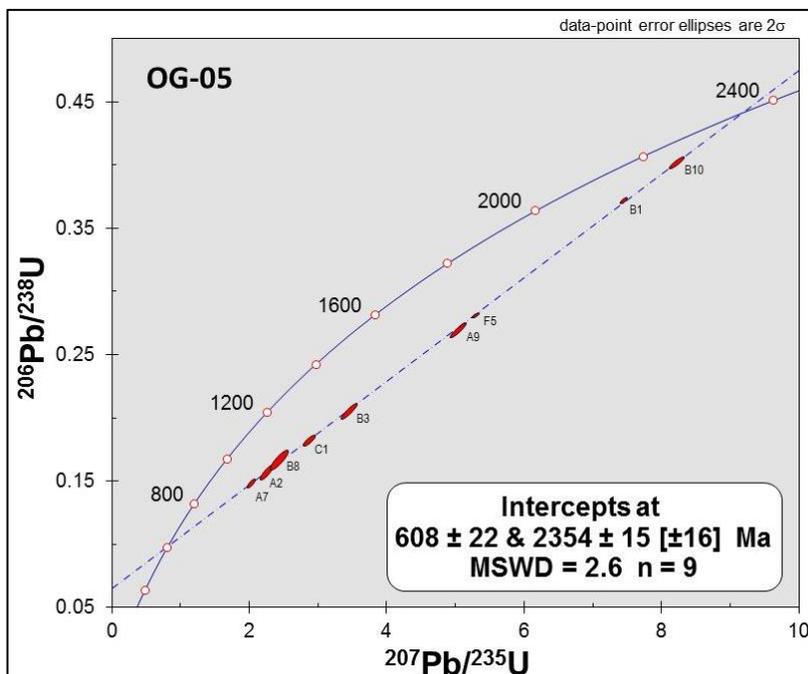


Figura 16. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-05 mostrando a idade do intercepto superior de 2354 ± 15 Ma.

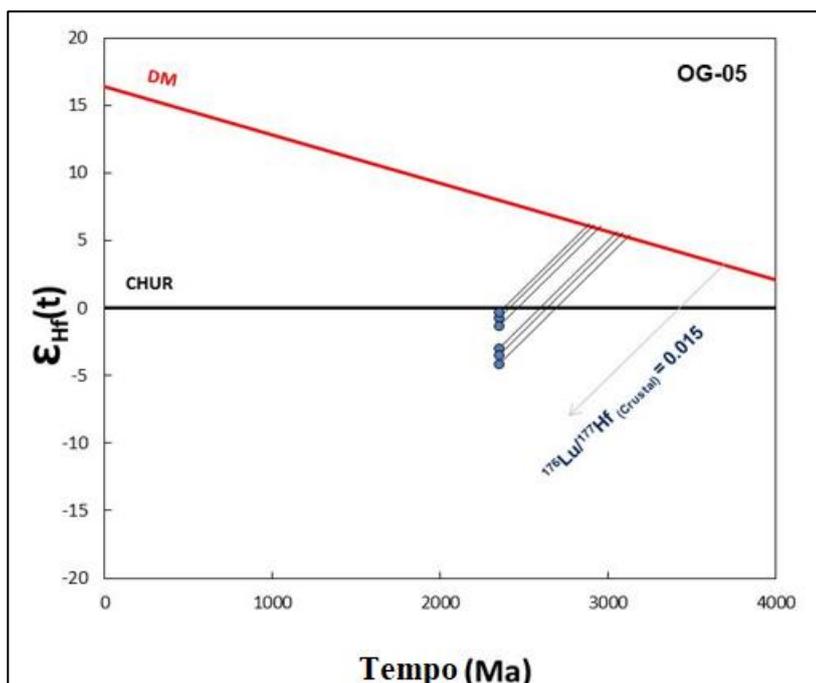


Figura 17. Diagrama de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-05. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier et al. (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen et al. (2009).

• OG-09 Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico

Os cristais de zircão dessa amostra são subédricos a euédricos, com dimensões entre 50 e 150 μm e apresentam fraturas, inclusões e um discreto zoneamento oscilatório (Figura 18). Foram realizadas 39 análises em 39 cristais de zircão com conteúdo de U variando entre 20-718 ppm e razão Th/U entre 0,13 e 2,18. Dos cristais analisados, apenas 11 foram utilizados para cálculos de idade, fornecendo uma idade de intercepto superior de 2224 ± 12 Ma (MSWD = 1,4), considerada como a idade de cristalização do protólito magmático deste gnaisse (Tabela 8, Figura 19).

Para esta amostra, as análises isotópicas Lu-Hf, realizadas em 9 cristais, apresentaram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,24 \text{ Ga})$ entre -3,86 e -1,15. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,84 a 3,01 Ga. Na Figura 20 é possível observar os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos.

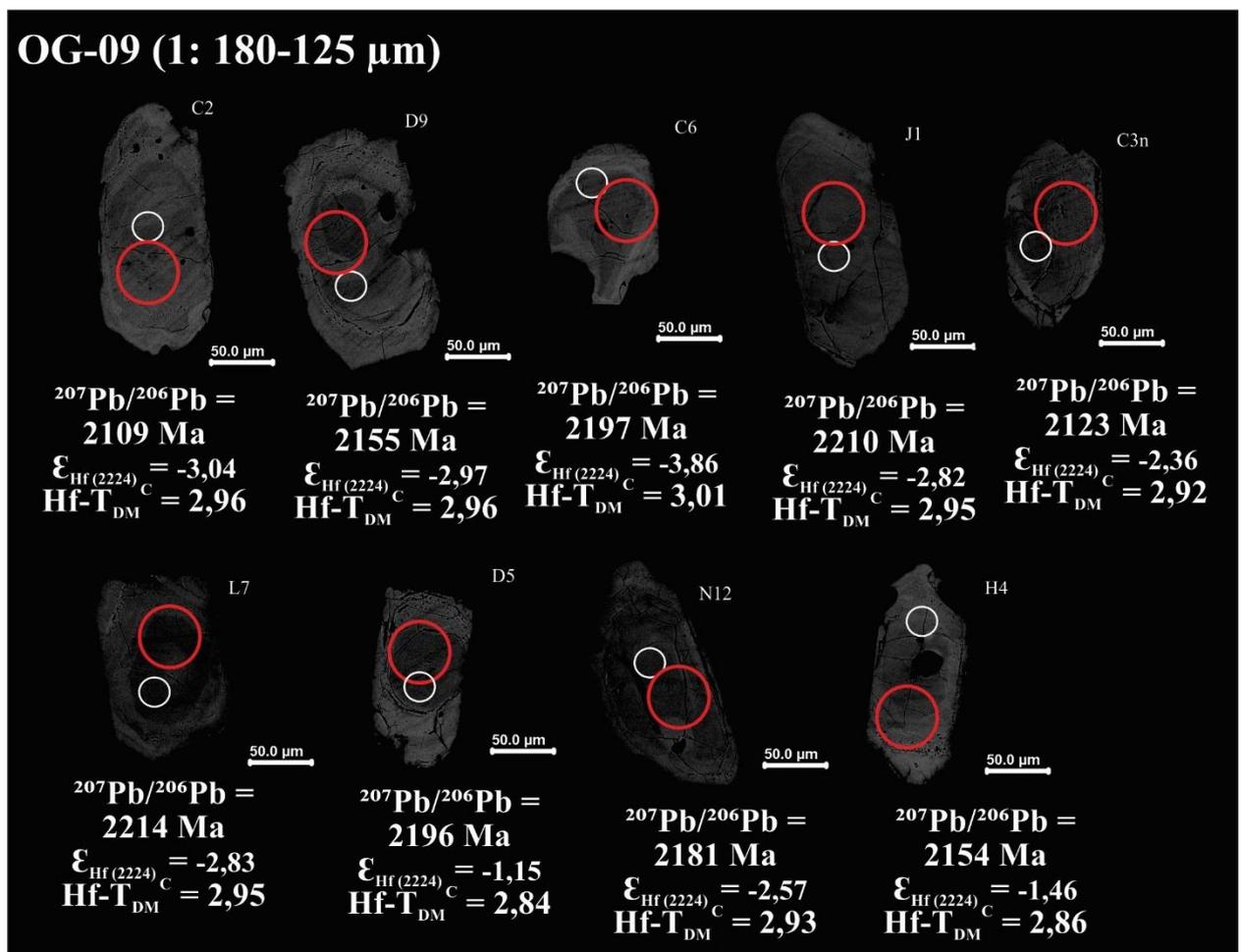


Figura 18. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra OG-09. Círculos brancos indicam os pontos analisados para U-Pb e vermelhos indicam os pontos analisados para Lu-Hf.

Tabela 8. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico (OG-09). Sobrescritos (a, b, c, d, e, f) como indicados na Tabela 4. * Zircões discordantes excluídos do cálculo da idade.

ID	f_{206}^a (%)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (abs)	Conc. ^f (%)
A1 *	0,15	265	72	103	0,39	3,71858	0,69	0,22661	0,58	0,84	0,11902	0,37	1316,7	7,7	1575,4	10,9	1941,5	7,2	84
A2 *	1,02	369	46	50	0,13	1,64812	1,43	0,13314	1,14	0,80	0,08978	0,85	805,7	9,2	988,8	14,1	1420,9	12,1	81
A3	0,19	204	73	136	0,67	5,04524	0,70	0,28408	0,55	0,77	0,12881	0,45	1611,9	8,8	1826,9	12,9	2081,7	9,3	88
B8 *	0,78	718	94	232	0,32	2,14429	0,81	0,15850	0,67	0,83	0,09812	0,45	948,4	6,4	1163,2	9,5	1588,7	7,2	82
B1 *	0,43	239	68	100	0,42	3,83152	0,88	0,22911	0,78	0,88	0,12129	0,41	1329,8	10,3	1599,4	14,1	1975,3	8,1	83
C2	0,36	239	97	139	0,58	5,55351	0,75	0,30777	0,64	0,85	0,13087	0,39	1729,7	11,1	1908,9	14,3	2109,6	8,3	91
C3 *	1,13	365	91	208	0,57	3,38307	0,57	0,21241	0,38	0,67	0,11552	0,42	1241,6	4,7	1500,5	8,5	1887,9	7,9	83
C5 *	0,53	452	99	244	0,54	2,36298	0,58	0,16786	0,38	0,67	0,10210	0,43	1000,3	3,8	1231,5	7,1	1662,6	7,1	81
D9	0,40	141	63	91	0,65	6,24710	0,58	0,33717	0,37	0,63	0,13438	0,45	1873,1	6,9	2011,1	11,8	2155,9	9,8	93
C3n	0,59	189	86	106	0,56	5,63727	0,86	0,30996	0,75	0,86	0,13191	0,43	1740,5	13,0	1921,8	16,6	2123,5	9,2	91
J1	0,20	112	50	92	0,83	7,29293	0,61	0,38138	0,33	0,54	0,13869	0,51	2082,7	6,9	2147,9	13,1	2210,9	11,4	97
H4	0,65	136	39	52	0,38	6,15759	0,80	0,33256	0,39	0,49	0,13429	0,70	1850,8	7,2	1998,4	15,9	2154,8	15,0	93
L7	0,32	67	30	40	0,60	7,62283	1,12	0,39781	0,71	0,63	0,13897	0,86	2159,0	15,3	2187,6	24,5	2214,5	19,1	99
L9 *	0,52	76	10	34	0,44	1,25863	4,03	0,12045	2,60	0,65	0,07579	3,07	733,1	19,1	827,3	33,3	1089,4	33,5	89
N12	0,24	27	15	17	0,64	7,19533	1,18	0,38281	0,92	0,78	0,13632	0,74	2089,4	19,3	2135,9	25,2	2181,0	16,1	98
P6	0,23	29	12	16	0,56	6,90120	0,88	0,37066	0,65	0,74	0,13503	0,59	2032,5	13,2	2098,8	18,4	2164,4	12,8	97
D5	0,16	46	22	40	0,86	7,10839	1,81	0,37476	1,78	0,98	0,13757	0,33	2051,8	36,6	2125,1	38,5	2196,8	7,4	97
C6	0,15	30	19	22	0,74	6,99305	0,74	0,36847	0,53	0,72	0,13765	0,51	2022,2	10,7	2110,5	15,6	2197,8	11,3	96
L10 *	0,51	111	20	44	0,40	2,32944	0,83	0,17003	0,46	0,56	0,09936	0,69	1012,3	4,7	1221,3	10,2	1612,2	11,2	83
M1 *	1,70	617	106	262	0,42	0,81652	0,45	0,10275	0,20	0,45	0,05763	0,40	630,5	1,3	606,1	2,7	515,8	2,0	104
M7 *	0,37	39	18	24	0,62	7,01365	0,72	0,37894	0,58	0,82	0,13424	0,41	2071,3	12,1	2113,2	15,1	2154,1	8,9	98
M11 *	0,24	26	12	18	0,68	7,43846	0,81	0,40290	0,52	0,63	0,13390	0,63	2182,4	11,2	2165,6	17,6	2149,8	13,5	101
P2 *	0,27	23	11	17	0,77	7,56261	0,93	0,40858	0,70	0,75	0,13424	0,62	2208,4	15,4	2180,4	20,3	2154,2	13,4	101
P8 *	0,20	20	10	12	0,61	8,08066	1,03	0,42887	0,64	0,62	0,13665	0,80	2300,6	14,7	2240,1	23,0	2185,2	17,6	103
I2 *	0,34	71	27	58	0,81	6,32996	1,74	0,32941	1,30	0,75	0,13937	1,16	1835,5	23,9	2022,6	35,2	2219,4	25,7	91
D1 *	0,76	219	78	144	0,66	4,08502	0,54	0,23738	0,39	0,72	0,12481	0,38	1373,1	5,3	1651,3	8,9	2026,1	7,7	83
II *	0,21	249	26	112	0,45	0,89598	1,78	0,09917	1,04	0,58	0,06552	1,45	609,6	6,3	649,6	11,6	791,2	11,5	94
A8 *	0,98	144	56	67	0,47	4,72635	0,80	0,26239	0,58	0,72	0,13064	0,55	1502,1	8,7	1771,9	14,2	2106,6	11,6	85
A10 *	0,42	94	43	46	0,49	6,87998	0,56	0,35921	0,34	0,60	0,13891	0,45	1978,4	6,6	2096,1	11,8	2213,7	10,0	94
B3 *	0,28	141	55	93	0,66	5,42951	0,60	0,29891	0,44	0,73	0,13174	0,42	1685,9	7,4	1889,5	11,4	2121,3	8,8	89
C1 *	0,72	102	55	95	0,93	6,65297	0,64	0,34903	0,42	0,65	0,13825	0,48	1930,0	8,0	2066,4	13,1	2205,4	10,6	93
C9 *	0,67	125	54	65	0,52	5,91982	0,70	0,33022	0,30	0,43	0,13002	0,63	1839,5	5,5	1964,1	13,7	2098,2	13,2	94
B7 *	0,45	202	76	145	0,72	5,56711	0,61	0,31306	0,38	0,62	0,12897	0,48	1755,7	6,7	1911,0	11,7	2084,0	10,0	92
D4 *	1,57	334	77	185	0,55	2,82917	1,38	0,19542	0,50	0,36	0,10500	1,29	1150,7	5,7	1363,3	18,9	1714,3	22,1	84
J2 *	0,20	94	41	64	0,69	7,69437	0,98	0,38638	0,57	0,58	0,14443	0,80	2106,0	12,0	2195,9	21,6	2281,0	18,3	96
H3 *	0,94	323	75	707	2,18	3,51362	1,27	0,22091	1,11	0,87	0,11535	0,63	1286,7	14,3	1530,3	19,5	1885,4	11,8	84
H2 *	0,21	381	113	328	0,86	4,85666	1,56	0,28535	1,42	0,91	0,12344	0,64	1618,2	22,9	1794,8	27,9	2006,6	12,9	90
L1 *	0,39	318	34	178	0,56	0,86596	1,42	0,10345	0,96	0,67	0,06071	1,05	634,6	6,1	633,4	9,0	629,0	6,6	100
G4 *	0,15	77	25	44	0,57	5,45176	0,54	0,29772	0,41	0,77	0,13281	0,34	1680,0	7,0	1893,0	10,2	2135,5	7,4	89

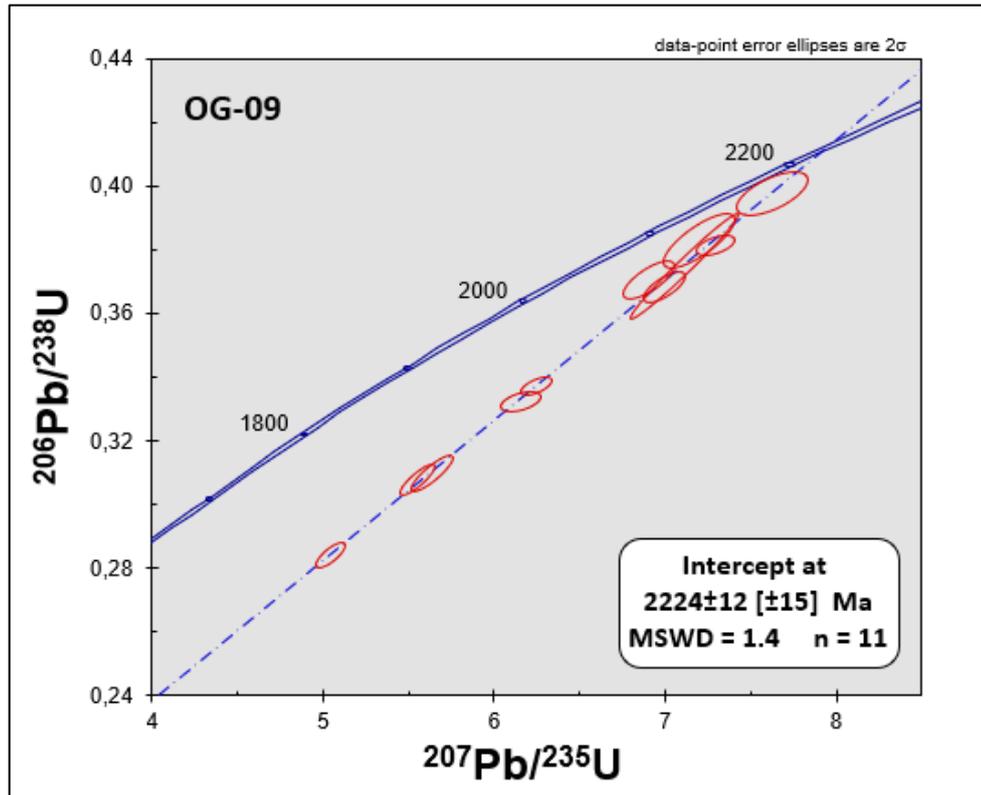


Figura 19. Diagrama concórdia U-Pb da amostra OG-09 mostrando a idade do intercepto superior de $2224 \pm 12 \text{ Ma}$.

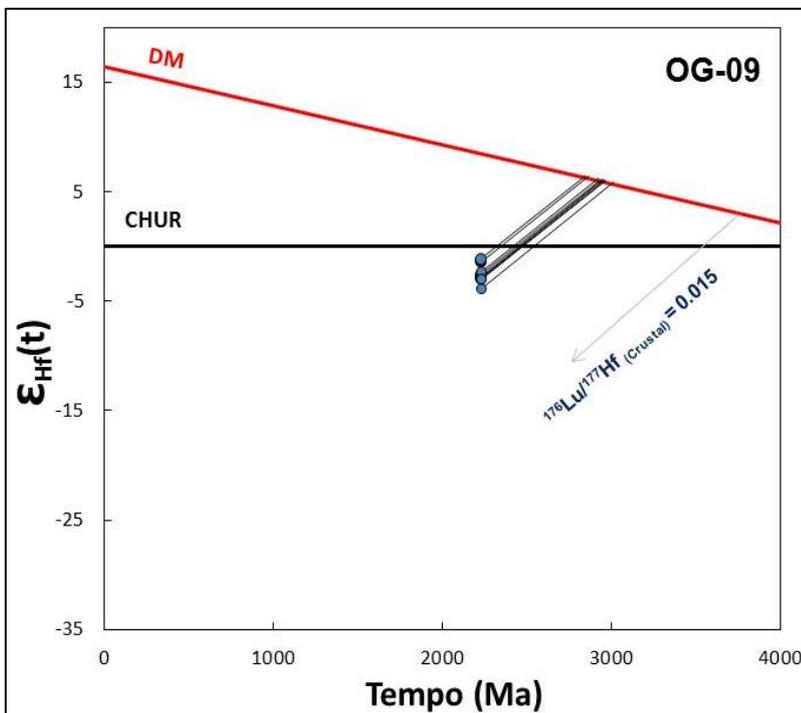


Figura 20. Diagrama de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) da amostra OG-09. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condritico) segundo Bouvier et al. (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen et al. (2009).

2.2.3 Rochas Neoproterozoicas

• G-02 Biotita Monzogranito

Os cristais de zircão são subédricos, com dimensões entre 100 e 200 μm de comprimento, fraturados, com inclusões e núcleos e bordas claramente definidos (Figura 21). Foram realizadas 29 análises em cristais de zircão, com conteúdo de U variando entre 34-5686 ppm e razão Th/U entre 0,03 e 1,63. Um conjunto de 8 cristais forneceu uma idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $570,3 \pm 6,3$ Ma e MSWD de 2.6 a qual foi interpretada como a idade de cristalização deste granito (Figura 22, Tabela 9). Dois cristais forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de aproximadamente 2032 Ma e 2049 Ma, respectivamente, consideradas como zircões herdados de fonte paleoproterozoica.

Para análises isotópicas Lu-Hf da amostra G-02 foram selecionados 8 cristais. Todos apresentaram valores fortemente negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(570 \text{ Ma})$ entre -29,15 e -23,70. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,94 a 3,27 Ga. A Figura 23 mostra os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. Tempo (Ma) obtidos para essa amostra.

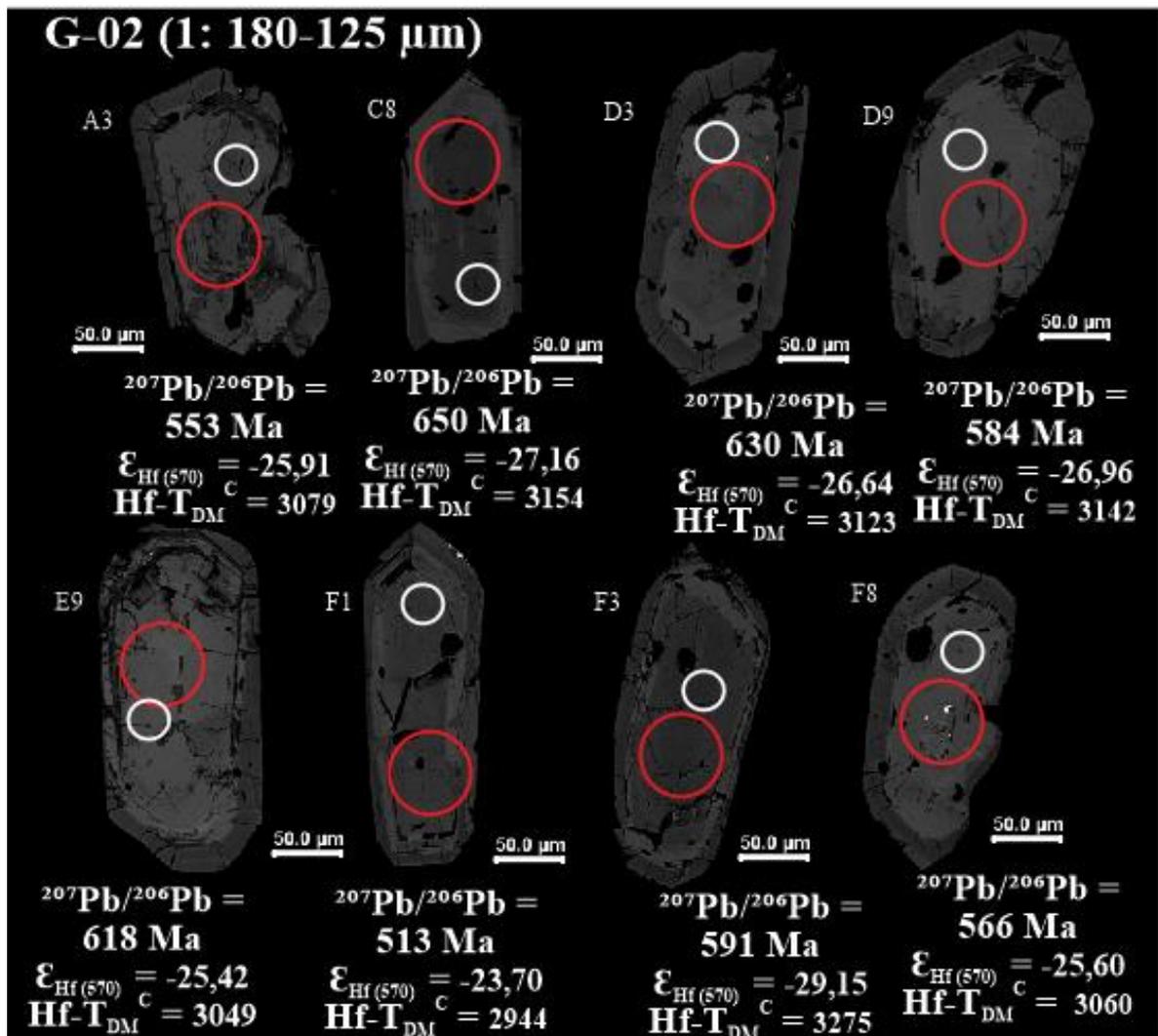


Figura 21. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) dos grãos de zircão representativos da amostra G-02. Círculos brancos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf.

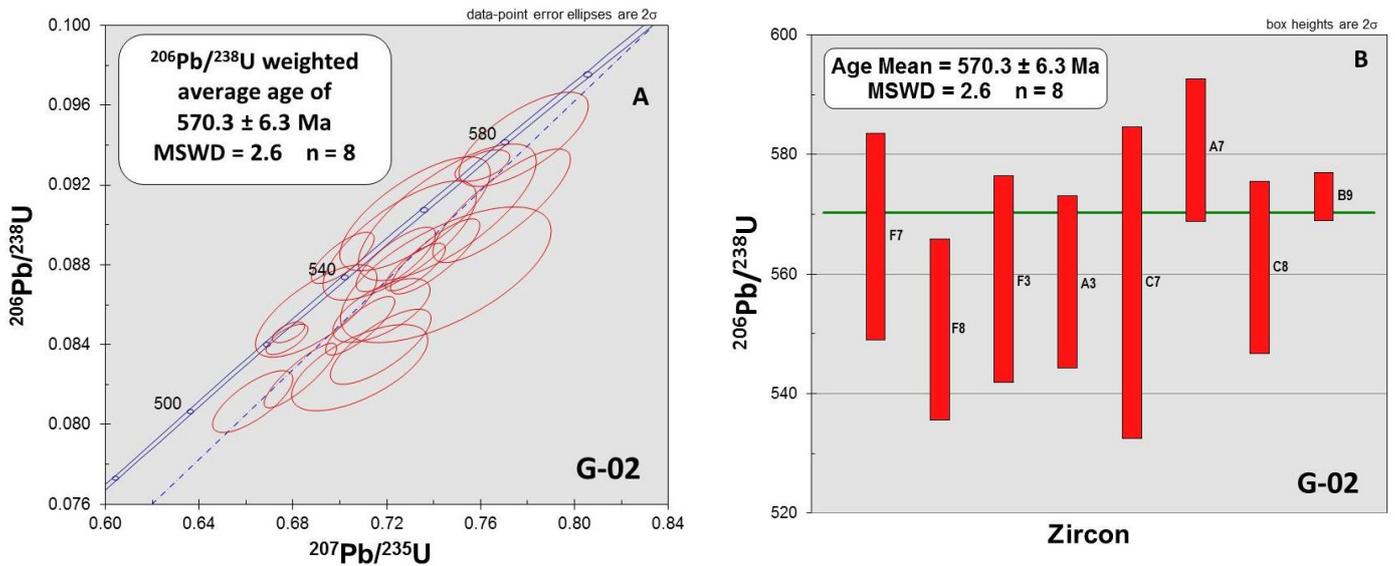


Figura 22. Diagrama concórdia U-Pb mostrando: (A) aglomerado de zircões, (B) com destaque para a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $570,3 \pm 6,3$ Ma obtida para amostra G-02.

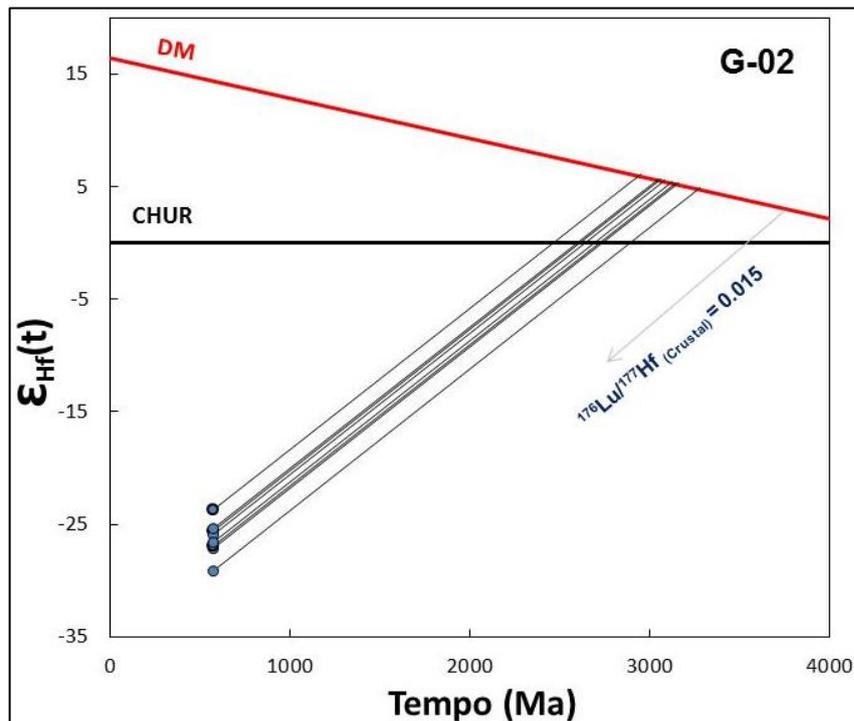


Figura 23. Diagramas de evolução da composição isotópica $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. tempo (Ma) da amostra OG-02. Valores para o CHUR (reservatório uniforme condrítico) segundo Bouvier et al. (2008) e para o DM (manto empobrecido) de acordo com Andersen et al. (2009).

Tabela 9. Dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS do Biotita Monzogranito (G-02). Sobrescritos (a, b, c, d, e, f) como indicados na Tabela 4. * Zircões discordantes excluídos do cálculo da idade.

ID	f_{206}^a (%)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (%)	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^e$	1s (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s (abs)	Conc. ^f (%)
F7	0,71	764	58	25	0,03	0,71294	2,09	0,09184	1,52	0,73	0,05630	1,43	566,4	8,6	546,5	11,4	464,2	6,7	104
F8	0,40	1376	171	1133	0,83	0,72552	1,84	0,08922	1,37	0,74	0,05898	1,23	550,9	7,5	553,9	10,2	566,3	7,0	99
F3	0,52	201	33	192	0,96	0,74574	2,08	0,09064	1,54	0,74	0,05967	1,39	559,3	8,6	565,7	11,8	591,7	8,2	99
A3	1,80	2622	333	2424	0,93	0,73201	1,79	0,09056	1,29	0,72	0,05862	1,24	558,9	7,2	557,7	10,0	553,2	6,9	100
C7	0,32	156	24	253	1,63	0,79331	3,25	0,09054	2,33	0,72	0,06355	2,27	558,7	13,0	593,0	19,3	726,6	16,5	94
A7	0,42	114	13	51	0,45	0,77832	1,45	0,09430	1,02	0,71	0,05986	1,02	580,9	5,9	584,5	8,5	598,7	6,1	99
C8	0,43	127	15	122	0,96	0,76895	1,56	0,09097	1,28	0,82	0,06131	0,89	561,3	7,2	579,2	9,0	650,0	5,8	97
B9	1,27	419	44	48	0,11	0,76070	0,63	0,09298	0,35	0,55	0,05934	0,52	573,1	2,0	574,4	3,6	579,5	3,0	100
A9*	0,48	49	6	39	0,80	0,74516	2,46	0,08751	1,59	0,65	0,06176	1,88	540,8	8,6	565,4	13,9	665,8	12,5	96
C5*	0,50	324	35	314	0,97	0,71770	1,18	0,08572	0,76	0,65	0,06073	0,90	530,2	4,1	549,3	6,5	629,6	5,7	97
D9*	0,96	543	70	509	0,94	0,72384	0,96	0,08827	0,75	0,78	0,05947	0,59	545,3	4,1	552,9	5,3	584,4	3,5	99
D3*	0,62	463	57	600	1,30	0,74060	1,05	0,08842	0,87	0,83	0,06075	0,59	546,2	4,8	562,8	5,9	630,2	3,7	97
E9*	0,17	3111	313	1317	0,42	0,73215	0,71	0,08789	0,56	0,78	0,06042	0,45	543,0	3,0	557,8	4,0	618,5	2,8	97
D2*	0,41	34	4	25	0,75	0,77023	2,74	0,08815	1,82	0,66	0,06337	2,05	544,6	9,9	579,9	15,9	720,8	14,8	94
A2*	0,91	77	8	36	0,47	0,70845	1,67	0,08285	1,07	0,64	0,06202	1,29	513,1	5,5	543,8	9,1	674,8	8,7	94
B2*	0,35	75	12	69	0,93	0,76659	2,17	0,08415	1,54	0,71	0,06607	1,53	520,8	8,0	577,8	12,6	808,7	12,4	90
D8*	0,48	170	20	142	0,84	0,71736	1,22	0,08390	0,92	0,75	0,06201	0,81	519,3	4,8	549,1	6,7	674,6	5,4	95
F9*	0,27	5686	649	2497	0,44	0,70862	0,85	0,08495	0,71	0,83	0,06050	0,47	525,6	3,7	543,9	4,6	621,5	2,9	97
B6*	0,76	161	13	75	0,47	0,66286	1,06	0,08115	0,78	0,74	0,05925	0,71	503,0	3,9	516,4	5,5	576,1	4,1	97
G9*	0,64	2564	235	878	0,34	0,68313	0,93	0,08245	0,80	0,87	0,06009	0,46	510,7	4,1	528,7	4,9	606,9	2,8	97
A6*	0,84	157	15	25	0,16	0,81354	0,62	0,09885	0,30	0,48	0,05969	0,54	607,6	1,8	604,4	3,7	592,5	3,2	101
E1*	0,49	1845	192	1332	0,72	0,58314	0,91	0,07480	0,77	0,85	0,05654	0,49	465,0	3,6	466,5	4,3	473,8	2,3	100
G6*	1,40	980	84	506	0,52	0,61961	1,35	0,07559	0,98	0,73	0,05945	0,92	469,7	4,6	489,6	6,6	583,6	5,4	96
F1*	1,53	876	107	635	0,73	0,70121	0,78	0,08835	0,59	0,76	0,05756	0,51	545,8	3,2	539,5	4,2	513,1	2,6	101
B5*	0,45	146	10	64	0,44	0,68994	1,53	0,08569	1,11	0,72	0,05840	1,06	530,0	5,9	532,8	8,2	544,7	5,8	99
A1*	3,14	439	26	24	0,05	0,67747	0,54	0,08426	0,37	0,69	0,05831	0,39	521,5	1,9	525,2	2,8	541,4	2,1	99
B7*	2,14	280	35	259	0,93	0,67809	0,42	0,08462	0,25	0,60	0,05812	0,33	523,6	1,3	525,6	2,2	534,2	1,8	100
E3 §	0,45	788	253	206	0,26	4,94113	0,47	0,28603	0,41	0,86	0,12529	0,24	1621,6	6,6	1809,3	8,5	2032,9	4,9	90
G8 §	0,08	309	115	158	0,51	4,99716	0,51	0,28655	0,45	0,87	0,12648	0,25	1624,2	7,3	1818,8	9,3	2049,6	5,2	89

2.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Análises de Sm-Nd em rocha total foram realizadas em oito amostras, sendo quatro ortognaisses (OG-03, OG-05, OG-07 e OG-09) e quatro granitoides (G-02, G-03, G-05 e G-08). Os resultados isotópicos para todas as amostras selecionadas (Tabela 10), são apresentados no diagrama $\epsilon_{Nd}(t)$ versus o Tempo (Ma) (Figura 24). Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ apresentados foram calculados de acordo com as idades U-Pb definidas neste trabalho, com exceção das amostras G-03, G-05 e G-08 que não foram datadas e para as quais foram utilizadas idades inferidas, baseadas na idade obtida para amostra G-02.

Tabela 10. Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para as amostras da região de Granjeiro- Várzea Alegre. * Idade inferida.

ID	^{87}Sm (ppm)	^{147}Sm (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2s	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2s	f (Sm/Nd)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$t^{(DM)}$ (Ga)	$\epsilon_{Nd}(t)$	t^{U-Pb} (Ma)
G-02	10,33	79,71	0,07837	0,00087	0,511177	0,000010	-0,60	-28,50	2,106	-19,91	570
G-03	7,03	50,19	0,08473	0,00057	0,511089	0,000008	-0,57	-30,22	2,318	-22,09	570 *
G-05	13,03	87,81	0,08973	0,00068	0,511009	0,000004	-0,54	-31,78	2,515	-24,02	570 *
G-08	8,64	81,71	0,08393	0,00118	0,511057	0,000012	-0,57	-30,84	2,342	-22,66	570 *
OG-03	4,07	25,25	0,09744	0,00017	0,510962	0,000011	-0,50	-32,69	2,751	-0,37	2532
OG-07	4,98	24,79	0,12144	0,00054	0,511516	0,000011	-0,38	-21,89	2,540	2,81	2549
OG-05	3,00	10,74	0,16911	0,00062	0,512198	0,000019	-0,14	-8,58	2,955	-0,23	2354
OG-09	5,33	28,56	0,11278	0,00060	0,511139	0,000015	-0,43	-29,24	2,908	-5,29	2224

Para as amostras OG-07 e OG-03, representadas litotipo Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico, as razões iniciais de $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram calculadas assumindo-se idades neoarqueanas de 2549 e 2532 Ma, respectivamente. Essas amostras apresentaram assinatura isotópica com idades-modelo Nd- T_{DM} neoarqueanas de 2,54 e 2,75 Ga e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ positivos a fracamente negativos de 2,81 e -0,37, respectivamente, que indicariam fontes juvenis na formação dessas rochas.

Os dados das amostras OG-05 (Hornblenda Ortognaisse tonalítico) e OG-09 (Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico) foram calculados assumindo-se as idades riacianas obtidas de 2354 e 2224 Ma, respectivamente. A amostra OG-05 apresentou idade-modelo Nd- T_{DM} mesoarqueana de 2,95 Ga, bem como a amostra OG-09, cuja idade modelo fornecida foi de 2,90. Quanto aos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ obtidos, observa-se uma pequena variação. Enquanto a amostra OG-05 apresenta valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ fracamente negativos de -0,23, a amostra OG-09 apresenta valores moderadamente negativos de -5,29. Esses dados sugerem diferentes graus de interação com um material crustal de idade mesoarqueana durante a gênese dessas rochas, uma vez que estas ocorrem próximas a núcleos arqueanos.

Quanto as amostras do Biotita Monzogranito (G-02, G-03, G-05 e G-08), apenas a amostra G-02 foi analisada para U-Pb, fornecendo uma idade neoproterozoica de *ca.* 570 Ma, utilizada para cálculos dos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para todas as amostras desse grupo, uma vez que se tratava do mesmo corpo geológico. As idades-modelo Nd- T_{DM} paleoproterozoicas variam entre 2,10 e 2,51 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos de -19,91 a -24,02. Esses valores fortemente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ ressaltam o caráter de rochas associadas a fusão de uma crosta continental, possivelmente de idade arqueana a paleoproterozoica.

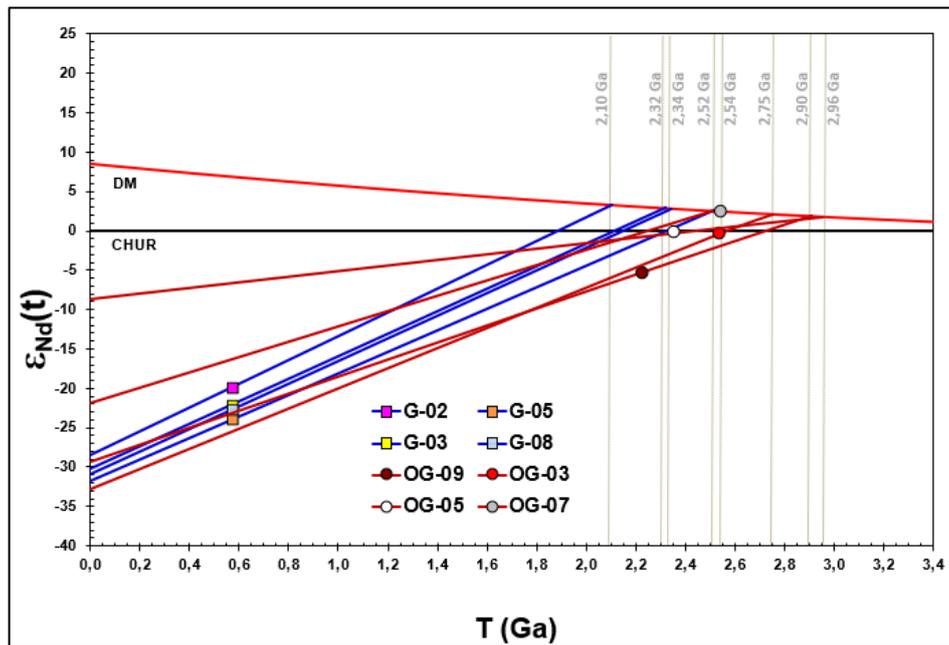


Figura 24. Diagrama $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Tempo (Ma) mostrando os trends evolutivos para as amostras estudadas. Curvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, CHUR (DePaolo e Wasserburg 1976).

3 DISCUSSÃO

3.1 CORRELAÇÕES REGIONAIS E CONSIDERAÇÕES SOBRE OS EPISÓDIOS MAGMÁTICOS

Com base nos dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-ICP-MS foi possível definir idades para cinco amostras, interpretadas como idades de cristalização e sumarizadas na tabela 11. Essas idades delimitam 4 principais períodos de magmatismo na área de estudo, sendo os três primeiros associados a eventos de acreção da crosta ocorridos durante o arqueano e paleoproterozoico e o último associado ao magmatismo neoproterozoico, predominantemente granítico.

Tabela 11. Quadro resumo com as idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) obtidas neste estudo.

Amostra	Rocha	Idade (Ma)	Interpretação
OG-07	Hbl-Bt Ortognaisse Tonalítico	2549 ± 16	Idade de cristalização magmática
OG-03	Hbl-Bt Ortognaisse Tonalítico	2532 ± 10	Idade de cristalização magmática
OG-05	Hbl Ortognaisse tonalítico	2354 ± 15	Idade de cristalização magmática
OG-09	Hbl-Bt Ortognaisse Monzogranítico	2224 ± 12	Idade de cristalização magmática
G-02	Bt Monzogranito	570,3 ± 6,3	Idade de cristalização magmática

O litotipo Hornblenda-Biotita Ortognaisse tonalítico (OG-07 e OG-03) forneceu idades neoarqueanas de *ca.* 2,55 e 2,53 Ga, dentro do intervalo de idade esperado para os ortognaises de afinidade tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) encontrados no Complexo Granjeiro (Silva *et al.* 1997, Fetter *et al.* 2000) e, portanto, sendo definidas como pertencentes a este complexo. Esse período delimitaria então o primeiro evento magmático da área de estudo, ocorrido no Neoarqueano (2,54 - 2,53 Ga) e referente a geração do protólito dos gnaisses tonalíticos do Complexo Granjeiro, representado pelas amostras OG-07 e OG-03.

Na Província Borborema, o registro arqueano é representado pelo Maciço São Jose Campestre, Maciço de Tróia-Pedra Branca e o Complexo Granjeiro (Silva *et al.* 1997, Fetter *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008, Dantas *et al.* 2004, 2013). Por toda província, essas rochas arqueanas ocorrem como pequenos blocos tectonicamente imbricados com rochas de idades mais novas e são caracterizadas em geral como migmatitos e gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica. Estudos geocronológicos mostram que as idades do Complexo Granjeiro variam entre 3,2- 2,5 Ga (Silva *et al.* 1995, Fetter 1999, Freimann 2014, Alcelmi 2016), estando a idade encontrada neste estudo dentro deste intervalo. Já nas outras porções da província, essas idades se aproximam dos episódios finais de crescimento crustal ocorridos durante o arqueano, observadas nas rochas do Maciço São José do Campestre (2,70 Ga - Dantas *et al.* 2004), Pedra Branca (2,68 Ga) e Complexo Cruzeta (2,64 Ga - Fetter 1999).

A Idade de *ca.* 2,35 Ga determinada para o Hornblenda Ortognaisse tonalítico (OG-05) é correlacionável às idades siderianas encontradas para as rochas do Complexo Arrojado (Freimann 2014, Palheta *et al.* 2018) e marcariam o segundo episódio magmático. Tanto no Complexo Granjeiro quando no Maciço São José do Campestre são encontradas rochas com idades entre 2,4 Ga (Fetter *et al.* 2000) e 2,3 Ga (Hollanda *et al.* 2011, Freimann 2014), e cujos dados isotópicos sugerem tanto acreção juvenil quanto reciclagem de protólitos arqueanos (Souza *et al.* 2016). Outras porções do território brasileiro também mostram episódios de crescimento crustal paleoproterozoico entre 2,35 a 2,30 Ga, como o Domínio Bacajá (Vasquez *et al.* 2008; Macambira *et al.* 2009), Cráton São Francisco (Ávila *et al.* 2010, Teixeira *et al.* 2015) e Província de Tocantis (Fuck *et al.* 2014).

O terceiro episódio magmático teria ocorrido durante o Riacciano. A idade de cristalização encontrada neste estudo para o protólito do Ortognaisse monzogranítico (Amostra OG-09) de *ca.* 2,22 Ga é próxima a idade reconhecida no gnaisse da Suíte Várzea Alegre (2,19 Ga - Silva *et al.* 1997), de modo que esta amostra foi considerada como pertencente a esta unidade. Rochas com idades similares são encontradas tanto no domínio Rio Grande do Norte quanto no domínio Ceará Central (2,19 e 2,04 Ga - Fetter *et al.* 2000, Amaral *et al.* 2012) e são comumente relacionadas a atuação da orogenia Transamazônica (2,2 -2,0 Ga).

A idade de *ca.* 570 Ma determinada para o Biotita Monzogranito (G-02) e interpretada como idade de cristalização deste corpo, representaria então o último episódio magmático e refere-se à colocação deste granito. Com base nos dados geocronológicos, optou-se por correlacionar esta amostra ao Arco Mágmatco de Pereiro, que ocorre na região de Pereiro, sudoeste do estado do Ceará e apresenta idades de 570 Ma e 530 Ma e valores T_{DM} de 2,70 a 2,25 Ga (Magini & Hackspacher 2008), similares aos resultados isotópicos obtidos para amostra G-02. Essas rochas graníticas teriam intrudido e assimilado rochas do embasamento paleoproterozoico, fato evidenciado pelo reconhecimento de zircões herdados nesta amostra, de idades de 2032 Ma e 2049 Ma.

Na região situada à norte do Lineamento Patos, o principal período de atividade tectono-magmática teria ocorrido entre 585 e 575 Ma (Souza *et al.* 2007). Além do domínio Rio Grande do Norte, um número restrito de plútons graníticos com idades nesse intervalo também são encontrados na Zona Transversal, como o Pluton Queimadas (570 Ma), Complexo Serra Branca (575 Ma) (Guimarães *et al.* 2004) e Pluton Cabanas (573 Ma) (Neves *et al.* 2008).

Esse magmatismo ediacarano reconhecido por toda Província Borborema (Archanjo *et al.* 2013) é associado ao desenvolvimento de uma complexa rede de zonas de cisalhamento direcionais resultantes de um estágio pós-colisional, produzido pela Orogênese Brasileira (Vauchez *et al.* 1995, Jardim de Sá 1994). Desse modo, esse último episódio marcaria então a atuação das zonas de cisalhamento nas rochas da região, sendo possivelmente contemporâneo ao processo de deformação, uma vez que esses corpos graníticos são alongados e em geral, seguem o padrão estrutural imposto durante a atuação dessas grandes zonas (Archanjo *et al.* 2013).

3.2 ASSINATURA ISOTÓPICA Hf-Nd DAS ROCHAS DA REGIÃO DE GRANJEIRO-VÁRZEA ALEGRE E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

O cenário geotectônico do Domínio Rio Grande do Norte é marcado por múltiplos eventos magmáticos e tectônicos que atuaram na região, do Arqueano ao Neoproterozoico. A geração de crosta mais primitiva, na área de estudo, é representada pelo Complexo Granjeiro, cujas amostras estudadas, de idade U-Pb de 2549 ± 16 Ma e 2532 ± 10 Ma, apresentam composição isotópica de Nd e Hf ligeiramente distintas, com idades-modelo Nd- T_{DM} de 2,54 Ga (OG-07) e 2,75 Ga (OG-03) e Hf- T_{DM}^C entre 2,75 a 2,93 Ga (OG-07) e 2,70 a 2,96 Ga (OG-03) que confirmam a participação de fontes meso-neoarqueanas na geração dessas rochas. Essas amostras são interpretadas como rochas de afinidade tonalítica-trondjemítica-granodiorítica (TTG) que teriam intrudido uma sequência metavulcanosedimentar do tipo *greestone belt* com idade de 2,72-2,59 Ga (Silva *et al.* 1997, Ancelmi 2016).

Os valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ positivos de 1,41 a 4,33 (OG-07) e 3,16 a 4,79 (OG-03) indicariam fontes juvenis na formação dessas rochas. Para os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ observa-se uma pequena diferença. A amostra OG-07 apresenta valor positivo de 2,81 enquanto que na amostra OG-03, o valor observado é fracamente negativo de -0,37. Essa diferença na assinatura isotópica de Nd pode ser interpretada como incorporação de material continental ou pode ser explicada pela fusão de uma rocha metamáfica com longo tempo de residência crustal. Esta segunda hipótese é preferível, uma vez que um cenário semelhante é observado no domínio Ceará Central, na unidade Pedra Branca, onde dados isotópicos de Nd para os ortognaisses TTG dessa unidade (2,92 - 2,69 Ga) exibem uma assinatura juvenil, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variando de +2,48 a -0,02. Ganade *et al.* (2017) sugere que, para essas rochas, essa assinatura isotópica seja resultado da interação com componentes ultramáficos, ocasionada por um aumento progressivo do ângulo de subducção.

No que diz respeito ao registro paleoproterozoico, para o gnaiss tonalítico do Complexo Arrojado de 2354 ± 15 Ma (amostra OG-05), a idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,95 Ga encontra-se dentro do intervalo de idade Hf- T_{DM}^C de 2,89 a 3,12 Ga. Esses dados, associados a valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (-0,23) e $\epsilon_{Hf}(t)$ (-0,28 a -4,11) sugerem que essa rocha tenha sido formada a partir do retrabalhamento de crosta continental arqueana ou, alternativamente, a partir do manto metassomatizado, que também levaria a valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (Santos *et al.* 2015). No entanto, apesar do reconhecimento da existência de uma crosta continental mais antiga na região corroborar com a primeira hipótese, apenas com base nos dados isotópicos Hf-Nd obtidos não é possível determinar conclusivamente se a formação dessa rocha estaria relacionada a um manto enriquecido ou a processos de assimilação com cristalização fracionada.

Quanto à assinatura isotópica do ortognaiss monzogranítico de 2224 ± 12 Ma (OG-09), relacionado à Suíte Várzea Alegre, este apresenta valores moderadamente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -5,29 e idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,90 Ga, próxima a idades de cristalização de algumas rochas do Complexo Granjeiro (2,80 Ga - Freimann 2014), implicando num processo de acreção continental com reciclagem de um material continental mesoarqueano em sua gênese e podendo ter sido gerado e cristalizado em um ambiente de arco, ligado ao Ciclo Transamazônico (Hollanda *et al.* 2011). Dados isotópicos de Lu-Hf mostraram intervalo de idade Hf- T_{DM}^C de 2,84 a 3,01 Ga e valores $\epsilon_{Hf}(t)$ negativos entre -3,86 e -1,15, que corroboram os dados de Nd.

O registro neoproterozoico é caracterizado por um forte retrabalhamento e reciclagem de unidades crustais mais antigas, evidenciado nos dados isotópicos fornecidos pelas amostras graníticas de $570 \pm 6,3$ Ma, que apresentam valores fortemente negativos $\epsilon_{Hf}(t)$ de -29,15 a -23,7 e com idades-modelo Hf- T_{DM}^C (2,94 a 3,27 Ga) paleo-mesoarqueanas. A presença de zircões herdados do embasamento regional mais antigo também pode ser considerada como uma evidência de contaminação crustal. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ fortemente negativos entre -22,66 a -19,91 são concordantes com os valores $\epsilon_{Hf}(t)$, embora as idades-modelo Nd- T_{DM} sejam mais jovens (2,10 a 2,5 Ga), siderianas a riacianas.

De modo geral, os dados isotópicos de Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total apresentados indicam a ocorrência de um episódio de crescimento crustal no Arqueano, entre 2,54 - 2,53 Ga, que teria originado as rochas do embasamento do Complexo Granjeiro. No Sideriano, características isotópicas como valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ negativos (-0,28 a -4,11) e idades-modelo Hf- T_{DM}^C (2,89 a 3,12 Ga) e Nd- T_{DM} (2,95 Ga) indicam que as rochas geradas nesse período, por volta de 2,4 e 2,3 Ga, seriam produto da mistura de magmas juvenis siderianos

com componentes crustais arqueanos (Ancelmi 2016). Já durante o Riáciano, a atuação do evento acrecionário-orogênico Transamazônico 2.2-2.0 Ga, teria promovido a deformação e assimilação do Complexo Granjeiro e dos terrenos paleoproterozoicos, gerando magmatismo em ca. 2,2 Ga (Van Schmus *et al.* 1995, Fetter 1999, Souza *et al.* 2007, Hollanda *et al.* 2011). Todo esse conjunto de rochas arqueanas e paleoproterozoicas de diferentes idades foi posteriormente intrudido por granitos sin-tectônicos em ca. 570 Ma (Brito Neves *et al.* 2003, Archanjo *et al.* 2013, Sá *et al.* 2014). Um resumo dos dados isotópicos aqui adquiridos é fornecido na Tabela 12.

Tabela 12. Resumo das principais características isotópicas das amostras estudadas.

ID	Unidade	Idade (Ma)	Herança	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Nd-T_{DM}	Fonte
OG-07	Complexo Granjeiro	2549 ± 16	-	(1,41 a 4,33)	2,75 a 2,93	2,81	2,54	Mantélica
OG-03	Complexo Granjeiro	2532 ± 10	-	(3,16 a 4,79)	2,70 a 2,96	(-0,37)	2,75	Mantélica
OG-05	Complexo Arrojado	2354 ± 15	-	(-4,11 a -0,28)	2,89 a 3,12	(-0,23)	2,95	Crustal
OG-09	Suíte Varzea Alegre	2224 ± 12	-	(-3,86 a -1,15)	2,84 a 3,01	(-5,29)	2,90	Crustal
G(02/03/05/08)	Arco Magmático de Pereiro	570,3 ± 6,3	2032 Ma 2049 Ma	(-29,15 a -23,7)	2,94 a 3,27	(-22,66 a -19,91)	2,10 a 2,5	Crustal

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados geocronológicos U-Pb em zircão e de geoquímica isotópica Hf-Nd gerados e discutidos neste trabalho, foi possível fornecer algumas contribuições no que diz respeito ao entendimento do quadro geológico da região de Granjeiro-Várzea Alegre, no Domínio Rio Grande do Norte.

A descrição petrográfica permitiu a individualização de quatro litologias aflorantes na área de estudo, definidas segundo as suas composições modais e características texturais. As amostras graníticas foram classificadas como Biotita Monzogranito e apresentam composição modal com proporções semelhantes de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, tendo biotita como principal fase ferromagnésiana. Quanto às amostras gnáissicas, uma delas apresenta composição monzogranítica e bandamento composicional pouco definido, sendo classificada como Hornblenda-Biotita Ortognaisse monzogranítico, enquanto que aquelas que apresentaram composição tonalítica e mostram feições deformacionais marcantes, como bandamento composicional bem definido e consistem essencialmente em quartzo, feldspato, anfibólio e biotita foram classificadas como Hornblenda ortognaisse tonalítico e Hornblenda-Biotita ortognaisse tonalítico.

Os resultados isotópicos, no que diz respeito às rochas arqueanas estudadas, mostraram valores positivos $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ para as rochas do Complexo Granjeiro, que suportam uma fonte juvenil para geração de crosta continental neste período, no Domínio Rio Grande do Norte, ressaltando-se a existência de uma assinatura isotópica de Nd fracamente negativa, interpretada como resultado da interação com componentes ultramáficos (Ex., Ganade *et al.* 2017).

Nos domínios Rio Grande do Norte e Médio Coreaú, eventos siderianos têm sido reportados como episódios de crescimento crustal, correspondendo a um estágio inicial da geração de crosta juvenil (Fetter *et al.* 2000, Santos *et al.* 2009, Hollanda *et al.* 2011, Medeiros *et al.* 2012). No entanto, os dados apresentados neste trabalho sugerem uma diferente interpretação geológica para as rochas dessa idade nesta porção do Domínio Rio Grande do Norte, uma vez que sua assinatura isotópica sugere retrabalhamento crustal de crosta arqueana. Evidências de rochas dessa idade e com assinatura isotópica semelhante também são encontradas no Terreno Alto Moxotó, no Domínio Transversal (Santos *et al.* 2015).

Dados de Lu-Hf e Sm-Nd indicam que os gnaisses graníticos paleoproterozoicos (2,2 Ga) provavelmente representam acreção continental envolvendo retrabalhamento de crosta arqueana (Nd- T_{DM} 2,90 Ga), diferente do Domínio Ceará Central, cujas rochas dessa idade

representam formação de crosta juvenil (Fetter *et al.* 2000). De acordo com o contexto regional, essas rochas podem ser interpretadas como intrusões graníticas nas rochas siderianas ou em rochas mais antigas, colocadas durante a orogenia Transamazônica (2,2 -2,0 Ga) em resposta ao final do processo de amalgamação dos blocos arqueanos continentais e terrenos juvenis paleoproterozoicos mais antigos.

Adicionalmente, as assinaturas isotópicas das rochas arqueanas e paleoproterozoicas sugerem que o Complexo Granjeiro foi a principal fonte para granitogênese brasileira associada a esta região. Como sugerido por Souza (2016), os dados geocronológicos e isotópicos das rochas ao norte do Lineamento Patos refletem uma mudança no cenário geodinâmico da região, que teria passado de convergente (provavelmente relacionado a subducção) no Arqueano e Paleoproterozoico para essencialmente intracontinental durante o Neoproterozoico.

REFERÊNCIAS

- Ancelmi M.F. 2016. Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do complexo Granjeiro, Província Borborema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Campinas-SP, 159 p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1-29.
- Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick E., Nogueira Neto J.A., Dantas E.L., Matteini M., 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Res.***22**, 892–909.
- Amaral W., Santos T.J., Ancelmi M. F., Fuck R. A., Dantas E. L., Matteini M., Moreto C. P. 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U–Pb, Hf and Nd isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **58**, p. 210–222.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S. L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*. v. **166**, n. 2, p. 233–247.
- Araújo C.E.G., Weinberg R.F., Cordani U.G. 2014. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, **26**(2), 157–168.
- Archanjo C.J., Viegas L.G.F., Hollanda M.H.B.M., Souza L.C., Liu D. 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*. **23**:701–714.
- Ardnt N.T., Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**:893-895.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society*. v. **294**, n. 1, p. 49–67.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M., 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *J. S. Am. Earth Sci.* **29** (2), 464–482.
- Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. 2009. Rejuvenation vs. recycling of archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U–Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*. **113**: 570–582.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. **119**:457-466.

- Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*. **40**(2): 117-127.
- Bizzarro M., Baker J.A., Haack H., Ulfbeck D., Rosing M. Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites. *Nature*. v. **421**, n. 6926, p. 931-933, 2003.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* v. **273**, n. 1-2, p. 48-57, 2008.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves, B.B. de, Campos Neto M.C., Van Schmus W.R., Santos. E.J.O. 2001. Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José Do Campestre No Leste Da Borborema, *Rev. Bras. Geociências*, **31**, 173 – 184.
- Brito Neves B.B de, Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*. v. **3**, n. 1, p. 25-38.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 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*, [s. l.], v. **81**, n. 1, p. 99-114, 2009.
- Caby R., Arthaud M.H., Arcanjo C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of northeastern Brazil: Geodynamic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. **8**, p. 235-246.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, [s. l.], v. **84**, n. 2, p. 275-296.
- Chu N.C., Taylor R.N., Chavagnac V., Nesbitt R.W., Boella R.M., Milton J.A., German C.R., Bayon G., Burton K. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, [s. l.], v. **17**, n. 12, p. 1567-1574.
- Costa, F.G., Klein, E.L., Lafon, J.M., Milhomem Neto, J.M., Galarza, M.A., Rodrigues, J.B., Naleto, J.L.C. & Corrêa Lima, R.G. (2018). Geochemistry and U-Pb-Hf zircon data for plutonic rocks of the Troia Massif, Borborema Province, NE Brazil: Evidence for reworking of Archean and juvenile Paleoproterozoic crust during Rhyacian accretionary and collisional tectonics. *Precambrian Research* **311**, 1d67-194.
- Cruz R.F. da, Pimentel M.M., Accioly A.C. de A., Rodrigues J.B. 2014. Geological and isotopic characteristics of granites from the Western Pernambuco-Alagoas Domain: implications for the crustal evolution of the Neoproterozoic Borborema Province. *Brazilian*

Journal of Geology, [s. l.], v. **44**, n. 4, p. 627–652.

Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U.G., Nutman A.P., Williams I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: Remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**:113–137.

Dantas E.L., Souza Z.S., Wernick E., Hackspacher P.C., Martin H., Xiaodong D., Li J.W., 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **227**:120–156.

Depaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin: Springer.

Depaolo D.J. 1981. *Radiogenic isotopes and crustal evolution*. In: O'CONNELL, R. J.; FYFE, W. S. (Eds.). *Geodynamics Series*. Washington, D. C.: American Geophysical Union, v. 5p. 59–68.

Faure G., Mensing T.M., Faure G. 2005. *Isotopes: principles and applications*. 3rd ed ed. Hoboken, N.J: Wiley.

Faure G. 1986. *Principle of Isotope Geology*. Smith and Wyllie Intermediate Geology Series.

Fetter A.H. 1999. U/Pb And Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Framework And Geologic History Of Ceará States, Nw Borborema Province, Ne Brazil: Implication For The Assembly Of Gondwana. Tese De Doutorado. University Of Kansas, Eua. 164p

Fetter A.H.; Van Schmus, W. R.; Santos, T. J. S.; Nogueira Neto, J. A.; Arthaud, M. H., 2000. U-Pb And Sm-Nd Geochronological Constraints On The Crustal Evolution And Basement Architecture Of The Ceará State, Nw Borborema Province, Ne Brazil: Implications For The Existence Of The Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira De Geociências*, **30** (1): 102-106.

Fetter A.H., Santos T.J.S., Schmus W.R. Van Hackspacher P.C., Brito Neves B.B., Arthaud M.H., Nogueira Neto J.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**:265–273.

Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press.

Freimann M.A., 2014. *Geocronologia e petrografia de quartzo milonitos do duplex transcorrente de Lavras da Mangabeira*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges S.L., Soares J.E., Praxedes I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*. **244**: 53-74.

Ganade C.E., Cordani U.G., Basei M.A., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206**, 36-51.

Ganade C.E., Basei M.A.S., Grandjean F.C., Armstrong R., Brito R.S. 2017. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research*, **297**, 1–18.

Geraldes M.C. 2010. *Introdução à Geocronologia*. Sociedade Brasileira de Geociências, São Paulo, 146 pp.

Gomes H.A. 1998. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Talhada, Folha SC.24-Z-C. Brasília CPRM, Mapa geológico, escala 1:250.000. 1 CD-ROM.

Gomes I.P., Braga I.F., Rocha J.M.A.C., Palheta E.S.M, Filho D.V., Freire D.P.C., Holanda J.L.R. 2018. Carta Geológica-Geofísica. Folha SB.24-Y-B-VI Cedro. Estado do Ceará. Fortaleza: CPRM. Projeto Novas Fronteiras, 1 mapa color, 97 x 70 cm. Escala 1:100.000.

Griffin W., Wang X., Jackson S., Pearson N., O'reilly S.Y., Xu X., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, [s. l.], v. **61**, n. 3–4, p. 237–269.

Guimarães I.P., Da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M.; Melo S.C., Melo E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, v. **135**, p. 23-53.

Hasui Y., 2012. Sistema Orogênico Borborema. In. Geologia Do Brasil. São Paulo, Beca, Págs. 254 - 288. *Journal Of South America*. Bol. Inst. Geoc. Usp, **7**:45-80.

Hollanda M.H.B.M, Archanjo C.J., Souza L.C., Liu D., Armstrong R.A., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:287–300.

Hoskin P.W.O. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [s. l.], v. **53**, n. 1, p. 27–62.

Huhn S.R.B., Sousa M.J., Souza Filho C.R. De, Monteiro L.V.S. 2014. Geology of the Riacho do Pontal iron oxide copper-gold (IOCG) prospect, Bahia, Brazil: hydrothermal alteration approached via hierarchical cluster analysis. *Brazilian Journal of Geology*, [s. l.], v. **44**, n. 2, p. 309–324.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, [s. l.], v. **211**, n. 1–2, p. 47–69, 2004.

Jardim De Sá E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileiro/Pan-Africana. Brasília. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 803 p.

Kinny P.D. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, [s. l.], v. **53**, n. 1, p. 327–341.

Kinny P.D., Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: HANCHAR JM AND HOSKIN PWO (Eds), Zircon, *The Geological Society of America (GSA)*, Washington, USA, p. 327–341.

- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ludwig K. 2011. User's manual for Isoplot/Ex: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 1a. **53**.
- Lugmair G.W., Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. **39**, n. 3, p. 349–357.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F., 2009. Crustal growth of the central–eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *J. South Am. Earth Sci.*, **27**, 235–246.
- Magini C., Hackspacher P. 2008. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*. **38**. 336-355. 10.25249/0375-7536.2008382336355.
- Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M. M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2): 479-491.
- Medeiros 2008 . Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-X-A. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. / Vladimir Cruz de Medeiros. - Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Medeiros V.C., Nascimento M.A.L., Galindo A.C., Dantas E.L., 2012. Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó - Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, **12**:3–14.
- Milhomem J.N., Lafon J.M., Galarza M.A., Moura C.A.V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. **10**. 333-346.
- Morel M.L.A., Nebel O., Nebel-Jacobsen Y. J., Miller J. S., Vroon P. Z. 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, [s. l.], v. **255**, n. 1–2, p. 231–235.
- Nascimento M.A.L., Galindo A.C., Medeiros V.L. 2015. Ediacaran To Cambrian Magmatic Suítes In The Rio Grande Do Norte Domain, Extreme Northeast Borborema Province (Ne Brazil): Current Knowledge. *Journal of South America Earth Sciences*, **58**: 281 – 299.
- Neves S.P., Bruguier O., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2008. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *J. S. Am. Earth Sci.*, **25**,285–297.
- Oliveira R.G., Medeiros W.E. 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Research*, v. **315**, p. 45–65.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, [s. l.], v. **38**, n. 1, p. 114–127.

- Pacheco Neves S.P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, [s. l.], v. **58**, p. 150–164.
- Palheta E.S.M., Gomes I.P., Braga I.F., Rocha J.M.A., Besser M.L., Freire D.P.C., Filho D.V., Holanda J.L.R. 2018. Mapa Integrado Geológico - Geofísico Granjeiro-Cococi. Estado do Ceará. Fortaleza: CPRM. Projeto Novas Fronteiras, Escala 1:250.000.
- Patchett P.J. 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s. l.], v. **47**, n. 1, p. 81–91.
- Pietranik A.B., Hawkesworth C.J., Storey C.D., Kemp A.I.S., Sircombe K.N., Whitehouse M.J., Bleeker W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology*, [s. l.], v. **36**, n. 11, p. 875.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **42**, 1075-1090.
- Sá J.M., Sousa L.C., Legrand J.M., Galindo A.C., Maia H.N., Fillippi R.R. 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, **14**:97–110.
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro. Proceedings, CD-ROM.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C. 2009. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, [s. l.], v. **323**, n. 1, p. 271–281,
- Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, [s. l.], v. **41**, n. 3, p. 335–358.
- Sato K., Basei M.A.S., Júnior O.S., Sproesser W.M., Passarelli C.R. 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (Tims) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP. Série Científica*, [s. l.], v. **8**, n. 2, p. 76–99.
- Sato K., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Petronilho L.A. 1995. Método geocronológico sm-nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. **67**, n. 3 , p. 313-36.
- Scherer E. 2001. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science*, [s. l.], v. **293**, n. 5530, p. 683–687.

- Siivola J., Schmid R. 2007. *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations*. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations.
- Silva L.C., McNaughton N., Vasconcelos A.M., Gomes J.R.C., Fletcher. 1995. U-Pb SHRIMP ages in southern Ceará State, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. CPRM internal report 2p
- Silva L.C., McNaughton N.J., Vasconcelos A.M., Gomes J.R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in southern State of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, *Abstracts*, 280–281.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. **219**, n. 3–4, p. 311–324.
- Souza Z.S., Kalsbeek F. Deng X.D., Frei R., Kokfelt T.F., Dantas E.L., Li J.W., Pimentel M.M., Galindo A.C. 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, [s. l.], v. **68**, p. 68–96.
- Souza Z.S., Martin H., Peucat J.J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, **48**:55–84.
- Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, [s. l.], v. **7**, n. 4, p. 581–589.
- Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, [s. l.], v. **26**, n. 2, p. 207–221.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, [s. l.], v. **12**, n. 1, p. 1–33.
- Thirlwall M.F., Anczkiewicz R. 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, [s. l.], v. **235**, n. 1, p. 59–81.
- Trompette R. 1994. *Geology of western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 p.
- Van Schmus W., Brito Neves B.B., Williams I., Hackspacher P., Fetter A., Dantas E., Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, [s. l.], v. **127**, n. 4, p. 287–327.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* v. **8**, n. 3-4, p. 267-288.

- Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, [s. l.], v. **31**, n. 2–3, p. 227–252.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu S.F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., Wit, M.J. (eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlation across the South Atlantic region*, *Special Publications*, Geological Society, London, pp. 69–99.
- Vasconcelos A.M., Gomes E.M. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Iguatu – Folha SB.24-Y-B, Estado do Ceará/Organizado por Antônio Maurílio Vasconcelos e Francisco Edson Mendonça Gomes. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research*, **161**(3–4), 279–302.
- Vaucher A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:247-266.
- Vervoort J.D., Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s. l.], v. **63**, n. 3–4, p. 533–556.
- Wiedenbeck M. Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Quadt A.V., Roddick J.C., Spiegel W. 1995. Three Natural Zircon Standards For U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element And Re Analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. **19**, n. 1, p. 1–23.
- Woodhead J.D., Hergt J.M. 2005. A Preliminary Appraisal of Seven Natural Zircon Reference Materials for In Situ Hf Isotope Determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. **29**, n. 2, p. 183–195.
- Xiang W., Griffin W. L., Jie C., Pinyun H., Xiang L. 2011. U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic Magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients. *Acta Geologica Sinica*, v. **85**, n. 1, p. 164–174.
- Yardley B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Harlow, Essex, England : New York: Longman Scientific & Technical ; Wiley.