

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

JEFFERSON VALDEMIRO DE LIMA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO PLÚTON PILÕEZINHOS,
DOMÍNIO CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Recife – PE
2016

JEFFERSON VALDEMIRO DE LIMA

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO PLÚTON PILÕEZINHOS, DOMÍNIO
CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Dissertação de mestrado apresentada junto ao Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Prof^a. Dr^a. Ignez de Pinho Guimarães, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências, na área de concentração Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Recife – PE
2016

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

L732p Lima, Jefferson Valdemiro de.
Petrologia e geoquímica do Plúton Pilõezinhos, domínio central, Província Borborema / Jefferson Valdemiro de Lima. - 2016.
148 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2016.
Inclui Referências e anexo.

1. Geociências. 2. Plúton Pilõezinhos. 3. Província Borborema. 4. Magmatismo extensional. I. Guimarães, Ignez de Pinho. (Orientadora). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2016-302

**PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO PLÚTON PILÕEZINHOS, DOMÍNIO
CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA**

JEFFERSON VALDEMIRO DE LIMA

Aprovado em 25 de Julho de 2016

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães – UFPE

Prof.^o Dr.^o Adejardo F. da Silva Filho - UFPE

Prof.^o Dr.^o Valdecir de Assis Janasi - USP

Recife - PE
2016

DEDICATÓRIA

Dedico

À meus pais Dilma Sebastiana e José Valdemiro, minhas irmãs Jessyca Valéria e Jesya
Vanessa, e minha namorada Flávia Araújo.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que de alguma forma contribuíram orientando, apoiando ou me incentivando a concretizar mais uma etapa na minha vida e carreira profissional, em especial...

A Deus, por me amparar nos momentos difíceis, e por me dar forças para superar as dificuldades;

A meus pais pelo apoio em todos os momentos de minha vida e por sempre acreditarem na minha carreira profissional, e às minhas irmãs pelo carinho e apoio de sempre;

À Flávia, pelo companheirismo, paciência e amor, que me ajudou bastante ao longo desse trabalho;

À prof^a Ignez Guimarães, cujo apoio, dedicação e orientação foram essenciais para a concretização desta dissertação;

A todos os professores que contribuíram para minha formação como geólogo, e agora como mestre em geociências;

Aos amigos e funcionários do PPGEOC e DGEO da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), entre eles Lucilene Santos, José Victor e Douglas Farias, que me ajudaram em algumas etapas deste projeto;

Aos professores que aceitaram o convite de fazer parte da banca examinadora desta dissertação, junto a minha orientadora, Profs. Drs. Adejardo Francisco da Silva Filho e Valdecir de Assis Janasi;

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), fundação do Ministério da Educação (MEC), pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de mestrado;

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo financiamento (proc. 470255 / 2013-7) de parte dos gastos ao longo do desenvolvimento desta dissertação.

Ao Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados da UFPE, em nome do Prof. Dr. Hartmut Beurlen;

Ao NEG-LABISE, em nome dos Profs. Drs. Alcides Sial e Valderez Ferreira;

Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB, em nome do Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho, e demais profissionais responsáveis pelo excelente suporte técnico, entre eles Iris Dias Santos, Jacqueline Menez e Federico Jiménez;

Ao Laboratório de Geocronologia da UnB, em nome do Prof. Dr. Elton Dantas.

RESUMO

O Plúton Pilõezinhos (PP) compreende uma intrusão alongada, de ~ 100 km², no Domínio Central (Subprovíncia Transversal) da Província Borborema e caracterizada por sienogranito e monzogranito equigranular a porfirítico, contendo raros enclaves e xenólitos. O PP intrude metassedimentos brasilianos e ortognaisses tonianos, num contexto estrutural gerado pela movimentação sincrônica das zonas de cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP) de direção E-W e cinemática dextral, e Matinhas de direção NE-SW e cinemática sinistral. Os granitos do PP apresentam química mineral caracterizada por fases máficas enriquecidas em halogênios e em Fe, com biotitas ricas na molécula de siderofilita e anfibólios com composição variando de hastingsita a Fe-tchermakita. São classificados quimicamente como granitos aluminosos e ferro-potássicos com alto teor de álcalis totais. Apresentam alto conteúdo de HFSE e ETR, com exceção do Eu, que apresenta uma anomalia negativa característica de granitos tipo-A. O contexto estrutural, associado às feições mineralógicas e químicas sugere que são granitos tipo-A₂. Dados de U-Pb em zircões por LA-ICP-MS indicam que esses granitos foram colocados, a 566 ± 3 Ma. As condições termobarométricas de cristalização, definidas a partir dos dados de química mineral são: temperatura variando de 745 a 1003,7 °C e pressão de 4,28 a 5,95 Kbar, que corresponde a profundidades de 15 a 20 km, próximo ao limite crosta média/crosta superior. A mineralogia máfica rica em ferro e a presença de ilmenita primária sugerem cristalização sob condições de baixa fO₂ (abaixo do tampão FMQ). As assinaturas químicas e isotópicas obtidas nesses granitos ($\epsilon_{\text{Hf}} = -16,0$ a $-18,6$ e $\epsilon_{\text{Nd}} = -14,73$ a $-15,81$) sugerem origem a partir de fusão parcial de material infracrustal, entretanto os valores T_{DM} determinados para o PP (1,9 a 2,03 Ga por Sm-Nd e 1,74 a 1,86 Ga por Lu-Hf) são mais baixos que os observados no embasamento da região estudada, sugerindo pequena contribuição de material juvenil. A partir de comparações químicas e isotópicas com outros granitoides e rochas do embasamento, foi definido que o material crustal envolvido na formação do PP corresponde aos gnaisses tonalíticos do Complexo Serrinha Pedro Velho, enquanto que o componente juvenil se assemelha ao mesmo material que participou da origem do Plúton Cural de Cima, intrusão tonalítica alojada a leste na mesma zona de cisalhamento. O modelamento químico, associado a feições petrográficas sugere cristalização fracionada como um processo atuante durante a evolução magmática desses granitos. Em relação ao mecanismo de transporte, o magma granítico que gerou o PP ascendeu desde a crosta inferior até um nível crustal mais superficial através das estruturas de cisalhamento, por meio do mecanismo chamado fluxo penetrativo, onde o elevado conteúdo de halogênio pode ter facilitado este processo. Esses granitos são semelhantes aos do Complexo Solânea, intrudidos a norte da ZCRP, no Domínio Norte da Província Borborema, sugerindo não haver fortes diferenças entre esses dois domínios, ou estes apresentam a mesma assinatura isotópica, e evoluíram juntos durante o Ediacarano. Ambas as intrusões são comparáveis aos granitoides transalcalinos Fe-K do leste da Nigéria, sugerindo que esse tipo de magmatismo esteja relacionado a um evento extensivo associado a zonas de cisalhamento transtensionais durante a consolidação do Supercontinente Gondwana, que se estende desde a Borborema até o lado Africano de Gondwana na Nigéria oriental.

Palavras Chave: Plúton Pilõezinhos, Província Borborema, magmatismo extensional

ABSTRACT

The Pluton Pilõezinhos (PP) comprises an elongate intrusion, $\sim 100 \text{ km}^2$, located in the Central domain (transversal subprovince) of the Borborema Province and characterized by equigranular to porphyritic, syenogranite and monzogranite containing rare enclaves and xenoliths. The PP intrude in Brasiliano metasediments and Tonian orthogneisses, in a structural context related to the synchronic movement of the E-W-striking dextral Remigio-Pocinhos Shear Zone and the NE-SW-striking dextral Matinhas Shear Zone. These granites have mineral chemistry characterized by mafic assemblage enriched in halogens and Fe, with siderophillite-rich biotite and amphibole with composition ranging from hastingsite to Fe-tschermakite. They are classified chemically as ferro-potassic, aluminous granites, with high content of total alkalis. They have high content of HFSE and REE, except Eu, which display an negative anomaly characteristic of granites type-A. The structural context associated the mineralogical and chemical features suggest that are A_2 -type granites. U-Pb data on zircons by LA-ICP-MS indicate that these granitic rocks were emplaced to $566 \pm 3 \text{ Ma}$. The crystallization conditions defined from the mineral chemical data are: temperature ranging from 745 to 1003.7 °C and pressure from 4.28 to 5.95 kbar, corresponding to depths of 15 to 20 km, close to the intermediate crust/ upper crust limit. The Fe-rich mafic mineralogy and the presence of primary ilmenite suggest crystallization under conditions of low $f\text{O}_2$ (below the FMQ buffer). The chemical and isotopic signatures evidenced in these granitic rocks ($\epsilon\text{Hf} = -16.0$ to -18.6 and the $\epsilon\text{Nd} = -14.73$ to -15.81) suggest originating from partial melting of infracrustal material, however T_{DM} values determined for the PP (1.9 to 2.03 Ga from Sm-Nd and 1.74 to 1.86 Ga from Lu-Hf) are lower than those observed in the basement of the study area, suggesting small contribution of juvenile material. From chemical and isotopic comparisons with other granitoids and basement rocks it was defined that the crustal material involved in the formation of PP corresponds to tonalitic gneiss of Serrinha Pedro Velho Complex, while the juvenile component is similar to the same material which gave rise to Curral de Cima Pluton, tonalitic intrusion housed to the east in the same shear zone. The chemical modeling, combined with petrographic features suggests fractional crystallization as an active process during the magmatic evolution these granitoids. In relation to the transport mechanism, the granitic magma of PP ascended from the lower crustal to a shallower crustal through the shear structures, by the mechanism called pervasive flow where the high halogen content may have facilitated this process. These granites are similar to Solânea Complex, intruded the northern the ZCRP in Central domain of the Borborema Province, suggesting no strong differences between these two subprovinces, or these two have the same isotopic signature, and evolved together during the Ediacaran. Both intrusions are comparable to transalkaline, Fe-K granitoids of the eastern Nigeria, suggesting that this type of magmatism is associated with an extensive event related with transtensional shear zones in the consolidation of Gondwana Supercontinent, which extends from the Borborema to the African side of Gondwana in eastern Nigeria.

Keywords: Pilõezinhos Pluton, Borborema Province, extensional magmatism

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Capítulos I, II E IV

Figura 1. A) e B) Localização geográfica onde a área estudada está inserida; C) Vias de acesso a área de estudo. Fonte: <http://maps.google.com.br>.....06

Figura 2. Reconstrução pré-drift dos terrenos Brasileiros e Pan-Africanos (Nzina et al., 2010): CCSZ: Zona de Cisalhamento Camarões Central; ASZ: Zona de Cisalhamento Adamaoua; BOSZ: Zona de Cisalhamento Betaré-Oya; SF: Falha Sanaga; Pa: Zona de Cisalhamento Patos; Pe: Zona de Cisalhamento Pernambuco.....13

Figura 3. A) Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008) CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; FRP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José Do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos; A = Área de estudo. ENCARTE - Distribuição dos granitos brasileiros da Província Borborema segundo Silva Filho et al. (2013).....14

Figura 4. Divisão da Província Borborema segundo Van Schmus et al., (2011); B) e C) Modelo dominó” de Jardim de Sá (1994), mostrando a deformação transcorrente brasileira com rotação dos blocos e criação de espaço para alojamento de magmas.....16

Figura 5. Ilustração destacando o contexto estrutural associado ao alojamento do magma granítico que originou o Plúton Pilõezinhos.....117

Figura 6. Cartoon exibindo o modelo de evolução (origem, transporte e alojamento) do Plúton Curral de Cima (A), e Plúton Pilõezinhos (B). PCC: Plúton Curral de Cima; PP: Plúton Pilõezinhos; CSPV: Complexo Serrinha Pedro-Velho.....120

Capítulo III (Artigo 1)

Figura 1. Mapas de localização. A) Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008) CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; FRP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos; A = Área de estudo. ENCARTE - Distribuição dos granitos brasileiros da Província Borborema segundo Silva Filho et al. (2013); B) Mapa geológico simplificado da área estudada, modificado a partir dos mapas das folhas Solânea/SB.25-Y-A-IV (Guimarães et al., 2008) e Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011). 1: Coberturas Fanerozoicas; 2- a: Granitos brasileiros, b: dioritos; 3: Plúton Pilõezinhos, 4: Metassedimentos Brasileiros; 5: Metassedimentos de idade não definida (Complexo Sertânia); 6: Ortognaisses Tonianos; 7: Ortognaisses Riaccianos; 8: Zonas de Cisalhamento Destrais; 9: Zonas de Cisalhamento Sinistrais; 10: Fraturas; 11: Foto lineamentos; ZCM: Zona de Cisalhamento Matinhas; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos.....23

Figura 2. Aspectos de campo do Plúton Pilõezinhos. A) Sienogranito porfirítico contendo enclave diorítico; B) Granito de granulação grossa, porfirítico, mostrando contato sinuoso com granito de granulação fina; C) Granito porfirítico cisalhado com banda de cisalhamento indicando cinemática dextral; D) Trama magmática definida por alinhamento de fenocristais euédricos a subédricos de feldspato sobreposta por feições de deformação em estágio sólido.....26

Figura 3. Composição modal dos granitos estudados projetadas no diagrama Q-A-P para rochas plutônicas (Streckeisen, 1976), com os trends de Lameyre & Bowden (1982): 1 – toleítico; 2 – tonalítico ou trondhjemítico cálcio-alcálico; 3 – granodiorítico cálcio-alcálico; 4 – monzonítico ou shoshonítico sub-alcálico; 5 – alcálico e peralcalino.....27

Figura 4. Aspectos petrográficos dos granitos estudados. A) Fotomicrografia exibindo microtextura do tipo chessboard em cristal de quartzo (qtz); B) Zoneamento ígneo preservado em fenocristal de plagioclásio (Pl); C) Intercrescimento mirmequítico (seta branca) nos limites entre fenocristal de microclínio perítico (Mc) e plagioclásio; D) Fotomicrografia mostrando placas de biotita (Bt), biotita cloritizada (Bt-Chl) e titanita (Ttn).....29

Figura 5. Aspectos petrográficos dos granitos estudados. A) Fotomicrografia exibindo cristais deformados de anfibólio (Amp) em contato com minerais opacos circundado por anel de titanita (Ttn); B) Cristais euédricos de allanita (Aln) zonados, e anfibólio cloritizado (seta branca); C) Cristal euédrico de ilmenita (Ilm) em contato com titanita e plagioclásio (Pl); D) Cristal euédrico de ilmenita (Ilm) exibido por microscopia de luz refletida.....30

Figura 6. Diagramas químicos para a classificação de cristais de biotita. A) Diagrama ternário MgO x 10 TiO x MnO + FeO (Nachit et al., 1985) para os cristais de biotita estudados; B) Diagrama Fe# x Al^{IV}; C) Diagrama Mg x Al_t de Nachit et al. (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como na figura 3. A = alcálico anorogênico; C = cálcioalcálico; P = peraluminoso.....32

Figura 7. Diagramas químicos para classificação de anfibólios. A) Diagrama Si^{IV} x (Na + K + Ca) com os campos de Czamanske & Wones (1973); B) e C) Diagramas para classificação de cristais de anfibólios de Leake et al. (1997); D) Diagrama Al^{IV} x Fe/(Fe+Mg), com os campos de fO₂ segundo Anderson e Smith (1995). Símbolos como na figura 3.....33

Figura 8. Diagramas químicos para classificação dos feldspatos e óxidos estudados. A) Diagrama ternário An-Ab-Or para classificação dos feldspatos estudados (modificado de Deer et al., 1992); B) Diagrama ternário Fe₂O₃ x TiO₂ x FeO para os óxidos estudados (adaptado a partir de Buddington & Lindsley, 1964). Símbolos como na figura 3.....35

Figura 9. Padrões de ETR normalizados para valores sugeridos por Evensen et al. (1978) para os principais minerais acessórios analisados. A) Padrão de ETR para as titanitas estudados; B) Padrão de ETR para as allanitas analisadas. Símbolos como na figura 3.....36

Figura 10. Parâmetros físicos envolvidos na evolução magmática dos granitos estudados. A) Diagrama Si x T(°C) para os granitos estudados com base nos valores de zircônio (Watson & Harrison, 1983); B) Fugacidade de oxigênio dos granitos estudados quantificada através do diagrama Log fO₂ versus 10³/T(k) (Wones, 1989). Símbolos como na figura 3.....39

Capítulo III (Artigo 2)

Figure 1. A) Major domains and subdomains of the Borborema Province (Van Schmus et al., 2008). CSF= São Francisco craton; FS: Sergipana Belt; FRP = Riacho do Pontal Belt; PEAL = Pernambuco- Alagoas subdomain; FSE = Seridó belt; SJC = São José do Campestre Archean core; CE = Ceará domain; RGN = Rio Grande do Norte domain; ZCPE = Pernambuco Shear Zone; ZCP= Patos Shear Zone; A= Study area. INSERT - Distribution of Brasiliano granites of the Borborema Province after Silva Filho et al. (2013); B) Simplified geological map of the study area, modified from of the Solânea/SB.25-Y-A-IV (Guimarães et al., 2008) and Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011) maps. 1 = Phanerozoic covers; 2a = Brasiliano granites, 2b= diorites; 3 = Piloezinhos Pluton; 4= Brasilianos metasediments; 5 = Metasediments of undefined age (Sertânia Complex); 6 = Tonian orthogneisses; 7 = Rhyacian orthogneisses; 8 = dextral shear zone; 9 = sinistral shear zone; 10 = fractures; 11 = photo lineaments; ZCM = Matinhas Shear Zone; ZCRP = Remígio - Pocinhos shear zone.....55

Figure 2. Pre-drift reconstruction of Pan-African and Brasiliano terranes (Nzina et al., 2010): CCSZ: Central Cameroon Shear Zone; ASZ: Adamaoua shear zone; BOSZ: Betaré-Oya Shear Zone; SF: Sanaga Fault; Pa: Patos shear zone; Pe: Pernambuco shear zone; 1: Study area; 2: Studied granitoids by Nzina et al. 2010; 3: Studied granitoids by Ferré et al. 1998.....56

Figure 3. A) Porphyritic syenogranite enclosing dioritic enclave; B) Fine-grained granitic rock of the facies 2; C) Mafic enclaves showing typical texture of magmatic stage interaction processes; D) Shear band indicating dextral kinematics in the porphyritic granitic facies; E) Magmatic foliation defined by the alignment of euhedral to subhedral K-feldspars and plagioclase phenocrysts; F) Dioritic enclave hosted on the Pluton Curral de Cima granite.....63

Figure 4. A) Chemical diagram for feldspars classification; B) $Fe\# \times A^{IV}$ chemical diagram for the classification of studied biotite crystals; C) and D) Diagrams for the classification of amphiboles crystals according to Leake et al. (1997). Circles = Curral de Cima Pluton diorites; PPG = Piloezinhos Pluton granites; PPE = Piloezinhos Pluton enclaves. Fields after Lima et al. (in press)..64

Figure 5. A) Shand's Index for the studied granitoids; fields after Maniar and Piccolli (1989). B) The studied granitoids in the AFM diagram; fields after Irvine and Baragar (1971). C) The studied granitoids in the $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO_t + Na_2O + K_2O)$ vs. $100(MgO + FeO_t + TiO_2) / SiO_2$ diagram from the Sylvester (1989). D) $SiO_2 \times Mali$ (modified alkali lime index) diagram (Frost and Frost, 2008) for the studied granitoids. E) Studied granitoids in the $FeO_{tot} / (FeO_{tot} + MgO)$ versus weight percent SiO_2 diagram; fields of ferroan and magnesian series from Frost et al. (2001). CCT = Curral de Cima tonalities (data from Ferreira et al., 2011)......67

Figure 6. Variation diagrams for major and trace elements in the studied granitoids. Symbols as in figure 5.....69

Figure 7. Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) of the studied granitoids. Symbols as in figure 5.....71

Figure 8. The studied granitoids plotted in the Sr versus Rb/Sr diagram. Symbols as in figure 5.....71

Figure 9. Chondrite-normalized (Thompson, 1982), trace element abundance diagrams. Symbols as in figure 5.....72

Figure 10. The studied granitoids plot in the tectonic discriminant diagrams. (A) and (B), fields after Pearce et al. (1984) and (Pearce, 1996) respectively; (C) and (D), after Whalen (1987). WPG = Within Plate granites; POG= Post-orogenic granites; ORG = Ocean Ridge Granites; VAG = Volcanic Arc Granite. Symbols as in figure 5.....73

Figure 11. A) Trace elements for the studied granitoids in the tectonic discriminant diagrams of Eby (1992); B) The studied granitoids plotted in the Y/Nb versus Yb/Ta diagram. OIB = Oceanic Island Basalts; IAB = Island Arc Basalts. Symbols as in figure 5.....73

Figure 12. A) Cathodoluminescence (CL) images showing strong oscillatory zoning in the zircon grains; B) Concordia diagram for a granite sample (PP3) of the Pilõezinhos Pluton.....74

Figure 13. A) Isotopic evolution of Hf for zircons from Pilõezinhos Pluton rock; B) Epsilon Hf(t) plots for zircon grains from granite sample of the Pilõezinhos Pluton.....75

Figure 14. Nd isotopic composition of the studied granitoids. Isotopic notations, model ages and reference mantle reservoirs are from De Paolo (1988).....76

Figure 15. The studied granitoids plotted in the La/Nb versus Th/Nb diagram; fields after Plank (2005). Symbols as in figure 5.....80

Figure 16. The studied granitoids in the Rb versus Ba, Sr, Sm, La diagrams. PM = Partial melting; FC = Fractional crystallization. Symbols as in figure 4A.....81

Figure 17. Cartoon explaining the evolution model of the: (A) Cural de Cima Pluton, and (B) Pilõezinhos Plutons. CCP: Cural de Cima Pluton; PP: Pilõezinhos Pluton; SPVC: Serrinha Pedro-Velho Complex.....83

Capítulo III (Artigo 3)

Figura 1. A) Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008). CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; RP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos. Encarte - Distribuição dos granitoides brasileiros da Província Borborema; B) Mapa geológico simplificado da área estudada. 1: Coberturas Fanerozóicas; 2- a: Granitos brasileiros, b: dioritos; 3: Plúton Piloezinhos; 4: Complexo Solânea; 5 - Rochas metassedimentares; 6: Ortognaisses Tonianos; 7: Ortognaisses Riacionas; 8: Zonas de Cisalhamento Destrais; 9: Zonas de Cisalhamento Sinistrais; 10: Fraturas; 11: Foto lineamentos; ZCM: Zona de Cisalhamento Matinhas; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos.....97

Figura 2. A) Diagrama Al/Na+K versus Al/(Ca+Na+K) com os campos de Maniar e Piccoli (1989) para os granitoides estudados; B) Diagrama AFM com as séries calcio-alcalina e Toleítica segundo Irvine & Baragar (1971); C) Diagrama SiO₂ versus Mali (NaO + K₂O - CaO) (Frost & Frost, 2008)

para os granitoides estudados; D) Granitoides estudados no diagrama SiO₂ versus FeO/(FeO+MgO) (Frost et al., 2001). Obs.: Campo com os dados químicos do Complexo Solânea retirados de Guimarães et al., 2009.....101

Figura 3. Padrões de ETR para os granitoides estudados normalizados em relação ao condrito de Nakamura (1974). Símbolos como na Figura 2.....102

Figura 4. Padrões Spidergram para os granitoides estudados normalizados para os valores de Thompson (1982). Símbolos como na Figura 2.....103

Figura 5. A) Diagrama discriminante de Pearce (1996); B) Diagrama discriminante de Whalen (1987). Símbolos como na Figura 2.....103

Figura 6. A) Granitoides projetados no diagrama ternário para a classificação de granitos tipo-A (Eby, 1992); B) Diagrama Y/N versus Yb/Ta para os granitoides estudados. Símbolos como na Figura 2.....104

Figura 7. A) Diagrama concordia U-Pb (LA-ICP-MS) para amostra de granitoide do Plúton Pilõezinhos; B) Diagrama concordia (TIMS) para amostra de granitoide do Complexo Solânea, retirado de Guimarães et al. 2009.....105

Figura 8. A) Diagrama de evolução isotópica de Hf para os granitoides do Plúton Pilõezinhos; B) Diagramas dos valores de $\epsilon_{Hf}(t)$ para os granitoides do Plúton Pilõezinhos versus tempo. Símbolos como na figura 2.....105

Figura 9. A) Diagrama com os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para o Plúton Pilõezinhos e Complexo Serrinha-Pedro Velho; B) Diagrama dos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ para os granitoides do Complexo Solânea e tonalitos do Complexo Serrinha-Pedro Velho retirado de Guimarães et al. 2009.....106

Figura 10. Diagrama La/Nb versus Th/Nb para a discriminação do tipo de material crustal envolvido na gênese dos granitoides dos Plútons estudados. Símbolos como na Figura 2.....107

Figura 11. Diagramas Rb x Ba (A) e Rb x Sr (B), com os trends sugestivos de cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP), segundo Cocherie (1986). Símbolos como na figura 2.....109

ÍNDICE DE TABELAS

Capítulo III (Artigo 1)

Tabela 1. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Biotita/ Amostras representativas.....46

Tabela 2. Composição química e proporções catiônicas (O=23) – Anfibólio/Amostras representativas.....47

Tabela 3. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Clorita/Amostras representativas.....48

Tabela 4. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Feldspatos/Amostras representativas. Legenda: C = centro; B = borda.....49

Tabela 5. Composição química – Óxido/Amostras representativas.....49

Tabela 6. Composição química (O=24) – Allanita e Titanita/Amostras representativas. Legenda: C=centro; B=borda.....50

Tabela 7. Dados de pressão e temperatura para os granitos estudados obtidos pelos métodos do Geobarômetro Al^T em Hornblendas e Geotermômetro Anfibólio – Plagioclásio.....51

Capítulo III (Artigo 2)

Table 1. Representative whole-rock compositions of the Piloezinhos and Curral de Cima Plutons. PP: Piloezinhos Pluton; CCP: Diorites of the Curral de Cima Pluton (For detection limits see ACME Laboratories brochure; Sample Locations and description – See appendix 1).....61

Table 2. Lu-Hf Isotopic data of the granites from the Pilõezinhos Pluton.....75

Table 3. Sm-Nd Isotopic data of the granites and one enclave from the Pilõezinhos Pluton (PP) and diorite from the Curral de Cima Pluton (CCP).....76

Capítulo III (Artigo 3)

Tabela 1. Composições representativas de química de rocha total do PP.....115

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	v
AGRADECIMENTOS.....	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES	ix
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
SUMÁRIO	xv
I INTRODUÇÃO	1
I.1 Considerações Gerais	1
I.1.1 Classificação de Granitos	1
I.1.2 Granitos Tipo-A.....	2
I.2 Apresentação e Objetivos.....	5
I.3 Localização e Vias de Acesso	5
I.4 Materiais e Métodos	6
I.4.1 Revisão Bibliográfica.....	7
I.4.2 Etapas de Campo.....	7
I.4.3 Petrografia.....	7
I.4.4 Química Mineral.....	8
I.4.5 Litogeoquímica.....	8
I.4.6 Geocronologia	9
I.4.7 Geoquímica isotópica	9
I.4.7.1 Sistema Lu-Hf em zircão	10
I.4.7.2 Sistema Sm-Nd em rocha total	11
II CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
II.1 Província Borborema.....	13
II.2 Subprovíncia Transversal	16
II.3 Subprovíncia Norte	17
II.3 Magmatismo granítico na Província Borborema	17
III RESULTADOS	19
III.1 Artigo 1	19
III.2 Artigo 2.....	52
III.3 Artigo 3.....	94
IV DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	116
V REFERÊNCIAS	121

ANEXO 1133

I. INTRODUÇÃO

I.1 Considerações gerais

A origem de magmatismo granítico tem sido associada a vários tipos de mecanismos. Inicialmente era aceita a ideia de que um magma basáltico iria se resfriando gradualmente, e ao mesmo tempo se diferenciando até originar magmas mais felsicos por meio de cristalização fracionada, assim como apontado por Bowen (1928). Essa ideia é evidenciada na prática a partir magmas de composição riolíticas em lagos de lava no Havaí. Dunbar et al. (1993), corroborou com essa ideia ao mostrar experimentalmente que magmas basálticos podem produzir, através de cristalização fracionada, 10% de magma riolítico intersticial. Entretanto, a natureza isolada, a baixa abundância de líquido riolítico observado tanto na natureza quanto no experimento citado, e o grande volume de material inicial que seria necessário para formar plútons de grande dimensão, torna improvável a geração de grandes corpos graníticos a partir de cristalização fracionada (Neves, 2012). Alguns autores estimam que para produzir o grande volume de granito existente na terra, através deste tipo de processo, seria necessário um volume inicial de basalto dez vezes maior que o volume de granito, fato não observado em nenhuma região já estudada. Outro processo que tem a capacidade de modificar a composição de magmas basálticos é a assimilação com cristalização fracionada (ACF) (DePaolo, 1981). Entretanto, a modificação do magma basáltico causada por esse mecanismo não é suficiente para originar grandes volumes de magmas graníticos.

A ideia mais aceita é que a grande variabilidade evidenciada na composição dos magmas seja associada à fusão parcial de vários tipos de rochas no manto superior e na crosta. Rochas do manto superior podem originar magma basáltico através de fusão parcial. Em regiões de subducção, a fusão de rochas sedimentares com rochas basálticas oceânicas tem a capacidade de produzir magma andesítico. Finalmente, uma grande variedade de tipos litológicos (rochas crustais ígneas, sedimentares e metamórficas) pode produzir magmas graníticos de composição diversificada. Desta forma, dentre os processos capazes de gerar magmas graníticos, fusão parcial de rochas preexistentes é, sem dúvida, o mais importante.

Plútons graníticos geralmente ocorrem como um dos principais produtos resultantes de convergência e colisão tectônica, ou mesmo após um grande evento de espessamento crustal. Plútons pós-colisionais, em especial, ocorrem desde poucos milhões de anos até cerca de 50 milhões de anos após o pico do metamorfismo regional, e são, em grande parte, caracterizados como granitos tipo-A₂, assim como o Plúton Pilõezinhos, principal objeto de estudo desta dissertação.

I.1.1 Classificação de granitos

Vários esquemas foram propostos para a classificação de rochas graníticas. Um dos primeiros e mais conhecido é o esquema de classificação química de rochas graníticas, também conhecido como a classificação alfabética (Chappell and White, 1974), onde foi proposto a existência de granitos tipo I, S, A, M e C. O tipo I é caracterizado por rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas, relativamente sódicas, e com conteúdo de SiO₂ variando de 56 – 77 %, sendo formado, geralmente, por fusão parcial de fonte meta-ígneas

máfica. O tipo S é fortemente peraluminoso, relativamente potássico e apresentam conteúdo de sílica mais restrito (65 – 77 %). Segundo Chappell and White (1974), os granitoides tipo-S são originados a partir de fusão de rochas metassedimentares. Loiselle & Wones (1979) acrescentaram a esse esquema o “tipo-A”, que foi caracterizado como sendo granitoides potássicos, com alto conteúdo de Fe#, e alto conteúdo de Zr e outros HFSE. O termo “tipo A” foi utilizado devido a esses granitos serem, geralmente, alcalinos, anidros e supostamente associados à configuração tectônica anorogênica. Entretanto o termo anorogênico não deve sempre ser utilizado, já que eles podem ser colocados em qualquer momento durante um episódio tectôno-magmático (King et al., 1997; Barbarin, 1999; Wu et al., 2002; Kebede and Koeberl, 2003; Mushkin et al., 2003). Em vez disso, alguns trabalhos consideram mais pertinente associar esse tipo de granito a alguma forma de extensão continental (Whalen et al., 1987; Eby, 1990; Frost & Frost, 1997). Além desses, foram introduzidos outros dois tipos, porém menos populares que os três primeiros, os tipos M (White, 1979), que são interpretadas como rochas graníticas derivadas a partir do manto, geramente encontrado em ambientes de arco de ilhas, e C (Kilpatrick & Ellis, 1992) definidos como granitoides charnockíticos.

Ao estudar rochas graníticas no Japão, Ishihara (1977) propôs um outro esquema de classificação para granitos. Neste esquema, as rochas graníticas eram classificadas como pertencentes a série ilmenita, quando o único óxido de Fe-Ti presente era a ilmenita, ou série magnetita, quando havia magnetita coexistindo com ilmenita. Além disso, o autor observou que as rochas graníticas pertencentes a série ilmenita são relativamente reduzidas, enquanto que as pertencentes a série magnetita são oxidadas, e que ambas são associadas a depósitos minerais distintos. Apesar desse esquema não ser estritamente geoquímico, ele é baseado em reações de remoção, ou inibição de formação de magnetita. São conhecidos, basicamente, três processos que podem controlar a estabilidade da magnetita em magmas graníticos, dois deles são associados ao consumo de magnetita ao longo da evolução magmática. O primeiro a partir de reações com silicatos de Fe-Mg (Frost et al., 1988; Fuhrman et al., 1988; Frost & Lindsley, 1991), e o segundo para formar anfibólios e piroxênios sódicos em rochas peralcalinas. Entretanto, Ishihara (1977) reconhece apenas aquele onde há redução por combustão de carbono durante a fusão de rochas metassedimentares, por isso esse esquema é mais utilizado em rochas graníticas de arco magmático do que em graníticos alcalinos.

Há também o esquema de classificação de Pearce et al. (1984), onde eles utilizaram a geoquímica de elementos traços, em especial Nb, Y, Ta, Rb, para discriminar o possível ambiente tectônico onde determinadas rochas graníticas foram originadas. Para este esquema, eles utilizaram mais de 600 análises, e reconheceram geoquimicamente quatro tipos de ambientes tectônicos principais: granitos de cadeia oceânica, granitos de arco vulcânico, granitos intraplaca e granitos colisionais.

I.1.2 Granitos tipo-A

Os granitos tipo-A foram inicialmente estudados por Loiselle & Wones (1979), onde ficou definido que esse tipo de rocha granítica é caracterizada por sua origem a partir de magmas com afinidade química alcalina e posicionada em ambiente geotectônico anorogênico, tendo uma assembleia mineral aproximadamente anidra. Baseado no conteúdo

de ferro e mineralogia, Collins et al. (1982) sugeriram que esse tipo de granito são provenientes de magma parental basáltico alcalino com baixo conteúdo de água e que evoluem a partir de condições de baixa fO_2 .

Posteriormente, Eby (1992), subdividiu os granitos tipo-A baseado no conteúdo de elementos menores, em especial, Y, Nb, Zr, Ce e Ga. Estes elementos foram utilizados no estudo de diversas suítes tipo-A os qual deu origem ao diagrama ternário de Eby (1992), que é subdividido nos campos “A₁” e “A₂”. Ele definiu os subgrupos A₁ e A₂ vinculando a origem do primeiro à atividade de pluma mantélica ou hotspots, onde o mesmo é caracterizado por assinatura de elementos traços típicos de magmas OIB e originados em ambiente anorogênico intraplaca (rifte), e o segundo a uma origem crustal originado em configuração pós-colisional/tectônico, mas ambos em ambientes tectônicos extensionais.

Nesse contexto, alguns autores sugerem que, a princípio, o termo “anorogênico” deve ser restringido apenas ao subtipo A₁, que são os típicos granitos anorogênicos, onde sua colocação é geralmente separada por um período maior que 50 Ma, aproximadamente, de um evento tectônico compressional.

A composição química dos granitos tipo-A foi estudada com mais detalhe em diversas suítes ao redor do mundo o que rendeu diversos trabalhos. Em um desses, Dall’Agnol & Oliveira, (2007) definiu a existência de granitos tipo-A oxidados, além daquele que já se conhecia, o típico granito tipo-A reduzido. Essa conclusão foi baseada no alto conteúdo de magnetita, em composições calci-alcalinas e/ou peraluminosas, o que não pode estar associado a um magma progenitor que evolui em ambientes redutores, nem com baixa fO_2 .

Bonin (2007) associa a variedade de granitos tipo-A a grande quantidade de contexto geodinâmico onde eles são gerados (continente e oceano), inclusive afirma que esse tipo de granito não é exclusivo da terra, já que o mesmo já foi identificado em outros planetas e asteroides. Em regiões continentais, esse tipo de granito pode ocorrer segundo um estágio orogênico pós-colisional, associados a zonas de cisalhamento transcorrente; em regiões cratônicas num contexto de reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes; em regime extensional em zona de rifte; e em margens passivas e ativas. Em regiões oceânicas, eles podem estar associados a limites de placa divergentes em dorsais oceânicas; ou num contexto tectônico intraplaca associados a ilhas oceânicas ou platôs oceânicos.

Além de confirmar a existência de magmas tipo-A cristalizados tanto sob condições oxidantes, Bonin (2007) afirma que a presença de fluidos ricos em OH e halogênios, são feições bastante importante na petrogênese desse tipo de granito. Dados experimentais caracterizam uma alta temperatura para a líquidus de grande parte das suítes tipo-A estudadas, o que favorece a cedo cristalização de minerais de ferro anidros, como a faiálita, por exemplo. A combinação da alta temperatura e alto conteúdo de halogênios em magmas tipo-A, origina fundidos altamente móveis. Em relação à origem dos halogênios nesse tipo de granito, tem sido sugerido duas possíveis fontes (Bailey, 1980): derivação a partir de fluidos do manto ou liberados a partir da quebra de anfibólio e biotitas enriquecidos em F e Cl, durante a fusão parcial de uma fonte residual.

Apesar da existência de granitos tipo-A oxidados, a grande maioria desse tipo de granito são caracterizados como granitos reduzidos, ou seja, àqueles que evoluíram em condições de baixa fO_2 . Foi baseado nessa ideia, que Frost & Frost (2011) propuseram trocar o termo “Granitos tipo-A” para “Granitos ferrosos”, dado que, a composição ferrosa destes

granitos é comum em quase todas as classificações propostas até agora. Inclusive, no trabalho de Frost et al. (2001), a delimitação do diagrama binário em campos de granitos pertencentes a série ferrosa e magnésiana, diagrama bastante utilizado, foi baseada num conjunto de granitos magnesianos (granitos cordilheirianos) e nos típicos granitos tipo-A (granitos ferrosos).

Apesar de certa variedade na composição de granitos tipo-A, algumas feições são admitidas como típicas: alto conteúdo de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7$ a 11 wt. %); baixo conteúdo de CaO (<1,8 wt. %) composição peralcalina a subaluminosa, em alguns casos levemente peraluminosos; elevados valores de $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$; alto teor de halogênios, quando comparados a outros tipos de granitos; mineralogia composta por silicatos máficos ricos em ferro (annita, siderofilita, ferrohedenbergita, ferrohastingsita, faialita, etc); silicatos máficos ricos em álcalis (aegirina, arfvedsonita, e riberkita) em suítes peralcalinas; feldspatos peritéticos; e enriquecimento em HFSE e ETR (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1990).

Em relação a origem de magmas tipo-A, são propostos vários processos ou mecanismos. Para o subtipo A_1 , é aceita a ideia de proveniência a partir da diferenciação de magma basáltico derivado diretamente de fontes mantélicas, similarmente a OIB (Bailey, 1978; Loiselle and Wones, 1979; Fitton and Dunlop, 1985; Eby, 1990; Eby, 1992; Turner et al., 1992; Beyth et al., 1994).

Em relação ao subtipo A_2 , diferentes modelos são sugeridos, de acordo com as feições e contextos nos quais ele ocorre: 1 – Fusão parcial de crosta residual profunda (granulitos, tonalitos ou granodioritos) anteriormente empobrecido durante processos de extração de magmas tipo-I anteriores (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987). Esse esquema, no entanto, tem sido contrariado por alguns autores (Creaser et al., 1991; Landenberger & Collins, 1996 e Patiño Douce, 1997) com o argumento de que a refusão de tais resíduos não tem a capacidade de produzir magmas com as características de magmas tipo-A; 2 – Cristalização fracionada a partir de magma sienítico. Essa ideia teve início a partir de estudos realizados por Barth (1945) nos ekeritos pertencentes à Província de Oslo na Noruega que tradicionalmente são considerados produto de fracionamento de magma sienítico máfico. Esse modelo de fracionamento é corroborado por feições tais como alta concentração de elementos como Nb, e baixa abundância de outros como o Ca, por exemplo. O interessante é que posteriormente observou-se que essas rochas apresentam características geoquímica típicas de granitos tipo-A, incluindo alto teor de Nb e Ga/Al, e elevados valores de Zr, ETR e Y (Dietrich et al., 1965). No sudoeste da Austrália, algumas feições em suítes tipo-A também apontam para o modelo de cristalização fracionada, porém em pequena escala. No geral, granitos tipo-A contém razão inicial $\text{Sr}_{87}/\text{Sr}_{86}$ variáveis, oscilando desde 0,703 (Evisa Complex, Bonin et al., 1978) até mais de 0,720 (jovens granitos da Nigéria, van Breemen et al., 1975). Baixas razões iniciais suportam a ideia de cristalização fracionada a partir de fontes máficas a intermediárias. As baixas razões de $\text{Sr}_{87}/\text{Sr}_{86}$ observadas em suítes tipo-A associadas a rochas máficas a sieníticas, garantem uma evidência adicional a este modelo. No geral, admite-se que algumas suítes tipo-A podem ter sido provenientes de forma similar ao que é proposto por este modelo, no entanto, ele não corresponde ao esquema geral ou dominante na formação deste tipo de granito; 3 – Fusão por desidratação de granitoides cálcio-alcálicos (Anderson, 1983; Creaser et al., 1991). Segundo os dados experimentais

fornecidos por Patiño Douce (1997), fundidos tipo-A só podem ser originados de forma similar a esse modelo, se o processo de fusão ocorre em regiões mais superficiais da crosta. Dessa forma, altas temperaturas de fusão nesse contexto exigem a participação de magma mais máfico na origem desses fundidos; 4 – Fusão por desidratação de tonalitos contendo anfibólio a profundidade de 6 a 10 Kbar, produz magma que se assemelham a granitos tipo-A, deixando para trás um resíduo granulítico (Skjerlie and Johnston, 1992); 5 – Fusão parcial de fonte infracrustal, com conteúdo de água e F similar ao observado em regiões fontes de granitos tipo-I (King et al., 1997); 6 – Fusão parcial de crosta inferior formada a partir da extração prévia de magmas tipo-I a temperaturas maior que 900°C, em configuração tectônica relacionada a subducção (Landenberg and Collins, 1996).

I.2 Apresentação e Objetivos

O trabalho em questão é baseado numa coletânea de artigos, um internacional e dois nacionais, que compreendem os dados obtidos nos trabalhos de campo e laboratório, resultando na elaboração desta dissertação, como parte dos requisitos exigidos para a obtenção do título de Mestre em Geociências, na área de Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Nesse contexto, os artigos que compõe esta dissertação, abordam, principalmente, as feições de campo, petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas (Sm-Nd e Lu-Hf) do Plúton Pilõezinhos, cumprindo desta forma todas as etapas propostas para o presente estudo, intitulado: PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO PLÚTON PILÕEZINHOS, DOMÍNIO CENTRAL, PROVÍNCIA BORBOREMA. Paralelo aos estudos petrológicos e geoquímicos do Plúton Pilõezinhos, foi feito um estudo comparativo entre este e outras intrusões graníticas da Província Borborema (Plúton Curral de Cima e Complexo Solânea).

Desta forma, ao estudar esses granitoides, em especial o Plúton Pilõezinhos, intrudido ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos), no encontro desta com a Zona de Cisalhamento Matinhas, no Domínio Transversal da Província Borborema, contribui-se para o conhecimento da granitogênese na Província Borborema e de sua relação com zonas de cisalhamento, cuja relação constitui uma importante feição da orogênese Brasileira desta Província. Além disso, o estudo da relação entre processos magmáticos e tectônicos é essencial para o entendimento da evolução da crosta continental, uma vez que, magmatismo granítico é o principal responsável pela diferenciação crustal, e os processos tectônicos são quem condicionam sua origem e evolução.

I.3 Localização e Vias de Acesso

A área estudada localiza-se no nordeste do Brasil, mais especificamente, entre os municípios de Guarabira e Solânea, na região oriental do estado da Paraíba (mesorregião do agreste paraibano) (Fig. 1).

O acesso a esta região pode ser obtido a partir de três rotas (Fig. 1C), partindo da cidade do Recife-PE: 1) Rota de 204 km, que compreende as BR-101, devendo-se seguir até João Pessoa, onde haverá a rampa de acesso a Mamanguape/Campina Grande/Natal, seguido

a partir desse ponto pela BR-230 até se ter acesso a rodovia estadual PB-073, nas proximidades da cidade de Sobrado-PB, e seguir por essa rodovia até a área de estudo; 2) Rota de 183 km, iniciando o trajeto pela BR-101, até obter acesso a PE-075 próximo ao município de Goiana-PE, e após 42 km, próximo a cidade de Ibiranga, seguir pela BR-408, onde segue-se essa rodovia até o município de Alagoinha-PB, onde se tem acesso a PB-075. A partir desse ponto, é percorrido cerca de 13 km até chegar a área de estudo; 3) Esta rota tem cerca de 202 km, e feita pela BR-232 até se ter acesso a BR-408, nas proximidades do bairro Curado II, ainda na cidade do Recife-PE. O próximo acesso é feito após o município de São José dos Ramos, onde deve-se seguir pela BR-230 até o município de Alagoinha-PB onde há um acesso a PB-075, a partir desse ponto, é percorrido cerca de 13 km até se ter acesso a área estudada.

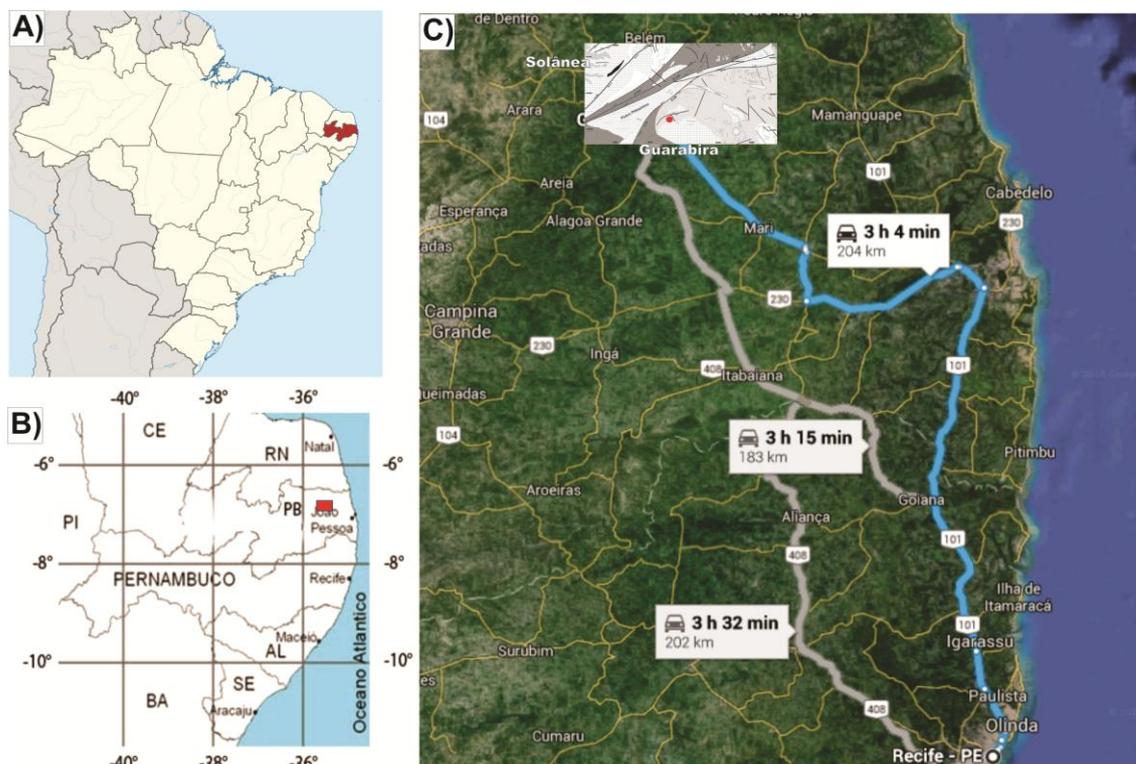


Figura 1. A) e B) Localização geográfica onde a área estudada está inserida; C) Vias de acesso a área de estudo. Fonte: <http://maps.google.com.br>

I.4 Materiais e Métodos

A metodologia adotada nesta dissertação abordou os métodos clássicos de um trabalho geológico. De forma geral, ela divide-se em revisão bibliográfica a cerca dos principais aspectos relevantes para o contexto no qual o estudo se enquadra, etapas de campo, onde foi realizada a aquisição de dados e amostras, e estudos de laboratório, onde foram obtidos novos dados a partir das análises das amostras coletadas na etapa anterior. Por fim, foi realizado o tratamento dos dados e a interpretação dos mesmos, proporcionando assim em toda base teórica e prática necessária para o desenvolvimento do estudo petrológico e geoquímico do Plúton Pilõezinhos. A seguir, uma breve revisão dos procedimentos utilizados em cada etapa:

I.4.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica consiste na primeira etapa de qualquer trabalho científico. Nela foram feitos os levantamentos, análise e compilação de todas as informações contidas em pesquisas anteriores a cerca da área e objeto de estudo. Em especial, buscaram-se informações detalhadas a respeito das intrusões graníticas neoproterozoicas presente na área estudada, principalmente aquelas cujo magmatismo teve relação com a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, estrutura de grande importância para o estudo em questão. Apesar de constituir principalmente a etapa inicial, as pesquisas foram sendo feitas no decorrer das etapas, sempre buscando uma fundamentação teórica inicial. Nesse contexto, além do estudo petrologico e geoquímico realizados nos granitoides do Plúton Pilõezinhos, principal objetivo deste trabalho, também foi feita uma comparação com os dados obtidos na literatura referentes aos granitoides do Complexo Solânea (Guimarães et al., 2009) e Plúton Curral de Cima (Ferreira et al., 2011).

Como o mapeamento geológico da área não está incluído nos objetivos principais desta dissertação, o mapa geológico utilizado como base para o estudo em questão foi confeccionado a partir da integração das folhas Solânea/SB.25-Y-A-IV (Guimarães et al., 2008) e Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011), juntamente com novos dados coletados neste trabalho (Anexo 1).

I.4.2 Etapas de campo

Foram realizadas, no total, duas etapas de campo. Para os trabalhos de campo, foram utilizados alguns instrumentos, entre eles lupa, imã, martelo, canivete, GPS, bússola e perfuratriz. Foi realizada a coleta de amostras das unidades de interesse para o trabalho desenvolvido nesta dissertação, em especial amostras dos granitoides do Plúton Pilõezinhos, além de dados estruturais como medições de foliação, lineação, entre outros. Com o auxílio da perfuratriz, foram coletadas amostras de enclaves dos Plútons Pilõezinhos e Curral de Cima, para posterior comparação entre os mesmos.

I.4.3 Petrografia

Após a coleta das amostras, etapa anterior, as mesmas foram descritas, macroscopicamente, e devidamente selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas, a serem estudadas no microscópio óptico de luz transmitida no Laboratório de Microscopia Óptica do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). O estudo petrográfico dos minerais opacos (óxidos) foi realizado no microscópio de luz refletida do Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados do Departamento de Geologia da UFPE. Neste mesmo laboratório, foram obtidas as fotomicrografias a partir do software *analySIS* instalado em computador acoplado ao microscópio. A confecção das seções delgadas e polidas ocorreu nos Laboratórios de Laminação da UFPE e da Universidade de São Paulo (USP).

O estudo petrográfico teve por base a identificação e descrição da mineralogia e microfeições presentes nas rochas estudadas. Dessa forma, foi feita uma análise modal das seções delgadas (método de visada), e posteriormente as proporções obtidas foram utilizadas

para a classificação dos granitoides segundo Streckeisen (1976). A partir das feições mineralógicas e estruturais observadas ao microscópio, foi feita uma seleção de amostras para posteriormente serem analisadas por Microsonda Eletrônica (química mineral).

I.4.4 Química Mineral

Esta etapa tem como objetivo principal o estudo químico das principais fases minerais (plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, anfibólio, clorita, titanita, allanita e minerais opacos) que compõe os granitoides do Plúton Pilõezinhos. Para isso, as seções polidas selecionadas anteriormente foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo e em seguida analisadas através da Microsonda Eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS) no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, operada em voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e um diâmetro do feixe eletrônico da ordem de μm para a análise de elementos maiores nos silicatos e óxidos.

Em relação às análises de ETR nos minerais acessórios estudados (allanita e titanita), as condições analíticas nas quais o equipamento foi operado consiste em uma voltagem de aceleração de 20 kV e uma corrente de 20 nA. Os padrões utilizados são vidros sintéticos à base de óxidos de ETR, confeccionados na Universidade de Chicago – EUA. Os dados de WDS para análise de ETR foram corrigidos usando valores empíricos de interferência para ETR, segundo a metodologia proposta por Williams (1996).

A partir dos resultados obtidos nas análises, os minerais foram quimicamente caracterizados. Para isto, foi feito o recálculo de suas formulas estruturais utilizando-se de planilhas do Microsoft® Office Excel 2010. Além disso, esses dados também foram usados para se inferir a condições termobarométricas (P e T) operantes durante a cristalização do magma granítico. Para o cálculo da pressão de cristalização, foi utilizado o geobarômetro alumínio total em Hornblenda segundo a calibração de Anderson & Smith (1995), e para o cálculo da temperatura utilizou-se o geotermômetro anfibólio – plagioclásio a partir da calibração de Blundy & Holland (1990), além do geotermômetro de saturação em zircão de Watson & Harrison (1983) e Watson (1987). Para as condições de $f\text{O}_2$ durante a evolução e cristalização dos magmas graníticos, foi utilizada a composição dos minerais máficos como estimativa e a equação proposta por Wones (1989) para a quantificação da mesma.

I.4.5 Litogeoquímica

A finalidade desta etapa é o estudo de química de rocha total a cerca dos granitoides estudados, visando à determinação de suas composições, séries magmáticas, ambiente geotectônicos, e possíveis processos de diferenciação (cristalização fracionada, fusão parcial, entre outras) predominantes durante a evolução magmática. Além dessas informações, podem-se inferir possíveis fontes e processos associados à origem desses granitoides a partir do estudo dos elementos terras raras e elementos traços. Para isso, foi feita uma seleção de amostras representativas a serem analisadas, tomando-se os devidos cuidados de coletar apenas lascas frescas e livres de capa de alteração.

Esta etapa teve início com a conversão das amostras de granitoides selecionadas em pó. A preparação dos pós foi realizada nos Laboratórios de Preparação de Amostras do DGEO

e do NEG-LABISE, ambos da UFPE. Esta preparação seguiu os seguintes procedimentos: retirada das partes alteradas, quando presente, britagem (britador de mandíbula), quartejamento, e pulverização no moinho de disco.

As amostras pulverizadas foram analisadas pelo laboratório AcmeLabs™, no Canadá. As análises foram realizadas utilizando-se as técnicas de ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) para elementos maiores (onze óxidos) e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) para vários elementos menores.

Os resultados das análises dos granitoides foram trabalhados no Microsoft® Office Excel 2010 e em softwares específicos para reprodução de gráficos (Golden Software-Grapher 8 e GCDkit 3.00).

I.4.6 Geocronologia (U-Pb em zircão)

O estudo geocronológico buscou a determinação da idade de cristalização dos granitoides do Plúton Pilõezinhos. Primeiramente, foi feita a seleção da amostra a ser analisada baseando-se em atributos estruturais, petrográficos e geoquímicos determinados nas etapas anteriores.

Para obtenção dos grãos de zircão, a amostra passou por vários procedimentos: britagem, peneiramento a úmido, com peneiras que contem abertura de 0,500mm, 0,250mm e 0,125mm, onde as frações mais representativas obtidas do peneiramento seguiram para a secagem em estufa. Para a concentração dos materiais mais densos foi feito o bateamento, e para a separação das frações magnéticas foi utilizado uma lupa binocular e o separador magnético isodinâmico Frantz. Por fim, os grãos de zircão menos afetados por processos de metamictização foram dispostos no mount e polidos até aproximadamente a metade de sua espessura para expor a morfologia interna. Imagens obtidas por Catodoluminescência (CL) foram utilizadas para a caracterização de sua estrutura interna a fim de prevenir a análise de porções com diferentes composições isotópicas.

O estudo de datação por U-Pb em zircões foi realizado utilizando a técnica Laser Ablation-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) em torno de dezoito grãos de zircões a partir de uma amostra da fácies porfirítica do Plúton Pilõezinhos. As análises foram realizadas com *spot* de 30 µm e o fracionamento induzido pelo laser da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi corrigida usando os métodos de regressão linear descritos por Kosler et al. (2002).

I.4.7 Geoquímica Isotópica

Os métodos isotópicos aplicados a geociências são importantes ferramentas da petrologia moderna, sendo frequentemente utilizada para datar rochas e eventos relacionados à evolução da Terra. Dessa forma, ao utilizar os vários métodos disponibilizados pela geoquímica isotópica, podem ser obtidas várias informações a respeito de processos envolvidos na formação e evolução de rochas. Nesse contexto, foi utilizados dois sistemas isotópicos (Lu-Hf e Sm-Nd) com a finalidade de se obter mais informações a respeito da origem e evolução dos granitoides estudados.

I.4.7.1 Sistema Lu-Hf em zircão

O elemento Hf (raio iônico de 0,81 Å) faz parte do grupo dos elementos de elevado potencial iônico (HFSE), e apresenta relativa facilidade em substituir o Zr (0,80 Å) em minerais (Hoskin & Schaltegger, 2003). O Lu (0,93 Å) é o elemento de menor raio atômico do grupo dos lantanídeos e tende a constituir minerais pesados ricos em ETR, como zircão, granada e xenotime.

O Hf possui seis isótopos naturais, já o Lu apresenta apenas dois, entre eles o ^{176}Lu , que decai espontaneamente, liberando uma partícula β , para o ^{176}Hf . Dessa forma, o conteúdo de ^{176}Hf aumenta ao longo do tempo, e pode ser expresso em relação a ^{177}Hf , cuja abundância natural é constante. Assim, a idade Lu-Hf de rochas e minerais pode ser calculada a partir da seguinte equação:

$$\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}\right)_t = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}\right)_i + \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}\right)_t (e^{\lambda t} - 1)$$

Neste cálculo, t é o tempo decorrido, e λ é a constante de decaimento β do ^{176}Lu , podendo ser aplicado a qualquer sistema fechado (Faure 1986).

O método isotópico Lu-Hf pode ser utilizado como indicador petrogenético (ϵ_{Hf}), já que o mesmo quantifica isotopicamente a diferenciação química da Terra (crosta e manto), em virtude do fato de que o fracionamento de Lu e Hf ocorre durante a geração de magma (Patchett et al. 1981). O parâmetro ϵ_{Hf} , expresso a baixo, funciona como um comparativo entre razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, relacionado ao reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR).

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[\frac{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{amostra}}}{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Valores de ϵ_{Hf} positivos são obtidos em amostras com razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ maior que a do condrito, em um tempo t , indicando que o Hf é proveniente de fonte empobrecida, ou seja, $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ indica que o magma foi extraído do manto empobrecido, enquanto valores negativos para ϵ_{Hf} implicam em uma derivação de fonte enriquecida, isto é, $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$ é típico de rochas formadas pela fusão de crosta antiga.

A idade modelo do “manto empobrecido” (DM – Depleted Mantle) é outra informação que pode ser calculada a partir desse sistema isotópico. Esse modelo se baseia no fato de que o manto sofrera fracionamento envolvendo a extração de magma para a formação da crosta continental, causando o empobrecimento em elementos leves neste reservatório (Nebel et al., 2007). Como resultado dessas diferenciações há o manto residual empobrecido geoquimicamente em Hf e conseqüentemente enriquecido na razão Lu/Hf. A idade T_{DM} é obtida a partir da seguinte fórmula (Matteini et al. 2010):

$$T_{DM} = \frac{t_{(U/Pb)}}{1000} + \frac{1}{0.01867} \times \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{am}^t - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM}^t}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{crosta} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM}^0} \right)$$

As análises isotópicas de Hf em cristais de zircão do Plúton Piloezinho foram realizadas por LA-MC-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Essas análises foram realizadas nos mesmos cristais de zircão que tinham sido datados pelo método U-Pb, de modo que se possam recalculer os valores de ϵHf e T_{DM} no momento de sua cristalização. A configuração do laser seguiu os padrões de Gerdes and Zeh (2006, 2009) e a geometria da ablação é caracterizada com *spots* variando de 40 a 55 μm .

I.4.7.2 Sistema Sm-Nd em rocha total

Os elementos Sm (1,08 Å) e Nd (1,04 Å) são elementos que apresentam comportamento químico parecido e fazem parte do grupo dos elementos terras raras leves. O alto estado de valência desses elementos (íons trivalentes), somada à tendência de hidrolização do íon, faz com que esses ETR estabeleçam ligações fortes (covalentes) com os ânions aos quais estão combinados. Dessa forma, não são facilmente mobilizados, quando comparados ao sistema Rb-Sr, por exemplo, ou seja, ficam presos na estrutura dos minerais acessórios e feldspatos. Além disso, os ETR são refratários e por esta razão, estima-se que as suas concentrações a Terra Global (Bulk Earth – BE) são próximas às medidas das concentrações em meteoritos condríticos. Esse sistema tem como base a seguinte reação:



,onde, o ^{147}Sm é o isótopo radioativo e o ^{143}Nd é o isótopo radiogênico. Esse decaimento ocorre a uma taxa bastante lenta, pois a meia vida do ^{147}Sm é de cerca de 106 Ga, suficiente para datar materiais rochosos terrestre e extraterrestre.

A equação destinada ao cálculo de idade por este método é semelhante à utilizada para o método Rb-Sr. Para isso, utiliza-se o ^{144}Nd como referência, já que ele permanece inalterado/estável na rocha enquanto o sistema estiver fechado para Nd:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_o + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

O desvio da razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre a rocha considerada e o reservatório CHUR (ou reservatório DM) em um determinado tempo t pode indicar a origem crustal ou mantélica de uma rocha. Para isso é considerado a evolução isotópica do Nd em um reservatório condrítico uniforme (CHUR). Como a variação desta razão é muito pequena em rochas terrestres, o parâmetro epsilon Nd (ϵNd) é mais utilizado para comparar rochas com diferentes razões iniciais (Neves, 2008). A equação para o cálculo do ϵNd é definida como:

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_0}{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Assumindo-se que a Terra foi formada a partir de material similar ao de meteoros condriticos, as rochas com valores de ϵNd próximos a zero são interpretadas como sendo derivadas do manto primitivo. Sabe-se, entretanto, que as rochas que compõem a crosta continental foram formadas a partir do manto. Como o Nd é mais incompatível que o Sm, com o decorrer do tempo, o manto vai adquirindo valores de Sm/Nd cada vez maiores que o CHUR. Nesse contexto, razões Sm/Nd (e, portanto, ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$) mais elevadas que o CHUR implicam valores ϵNd positivos. Assim, rochas com ϵNd positivo são interpretadas como derivadas do manto empobrecido. A crosta continental, por sua vez, tem valores Sm/Nd menores que o CHUR e, assim, magmas formados por sua fusão parcial têm valores negativos de ϵNd .

Assim como no sistema Lu-Hf, a idade modelo T_{DM} também pode ser obtida a partir do sistema Sm-Nd. Essa idade caracteriza o tempo no passado onde a razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ da rocha era igual a razão ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ do CHUR ou do DM. A idade modelo T_{DM} expressa por este método pode ser calculada pela seguinte equação:

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

Para o estudo isotópico do Plúton Pilõezinhos pelo método Sm-Nd foram utilizadas sete amostras de rochas graníticas, uma amostra de enclave alojado no Plúton Pilõezinhos e uma amostra de enclave alojado no Plúton Curral de Cima, seguindo a metodologia sugerida por Gioia & Pimentel (2000). A etapa de desagregação foi realizada no departamento de Geologia da UFPE, onde foi feito a britagem, pulverização e quarteamento das quatro amostras selecionadas. As etapas seguintes foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB. Foi feita a pesagem e digestão das amostras, onde os pós de rocha total foram misturados a uma solução de spike de ${}^{149}\text{Sm}/{}^{150}\text{Nd}$ e digeridos com misturas de HF e HNO_3 concentrados e HCl 6N em bombas de Teflon envolvidas por jaquetas de aço. A etapa de separação química de Sm e Nd foi realizada utilizando-se colunas de teflon contendo resina LN-Spec. Em seguida, os elementos foram depositados em filamentos de Re em ácido nítrico 50%. As análises isotópicas foram realizadas em um espectrômetro de massa por ionização termal (TIMS).

II CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 Província Borborema

A Província Borborema (Almeida et al., 1977; Brito Neves, 1983) consiste numa região de 450.000 km², situada a norte do Cráton São Francisco, e delimitada a leste e norte pelo Oceano Atlântico, e a oeste pela Bacia do Parnaíba, correspondendo a região nordeste do Brasil. Segundo as reconstruções pré-drift (Fig. 2) (De Wit et al., 1998), a Província Borborema constitui a porção oeste de um importante cinturão Brasileiro que se estende do Brasil até a parte NW da África, e resultou da convergência e colisão entre os cratons do Oeste da África, Congo-São Francisco e Amazônia, a cerca de 600 Ma, sendo adjacente a cinturões Pan-africanos e terrenos cratônicos no oeste da África (Caby et al., 1981, 1989; Jardim de Sá, 1984; Toteu et al, 1990, 1994, 2001; Brito Neves & Cordani, 1991; Castaing et al., 1993; Trompette, 1997; Brito Neves et al., 2002; Neves, 2003).

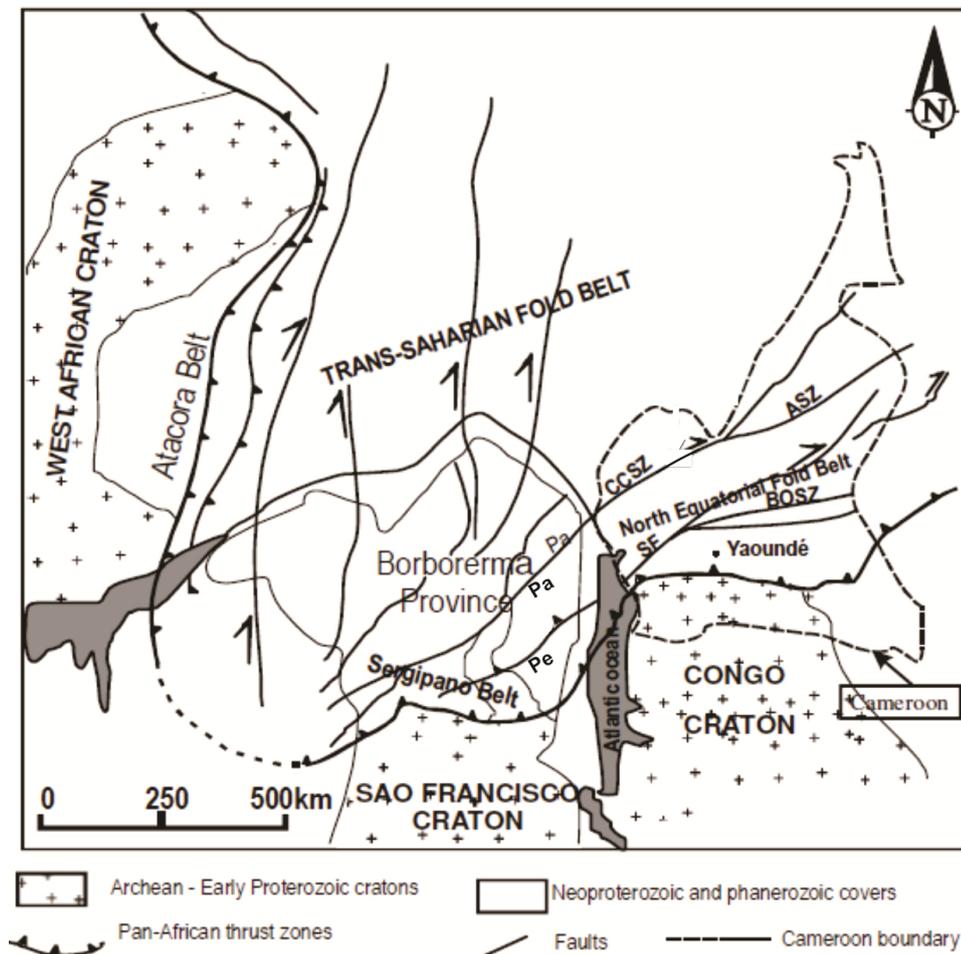


Figura 2. Reconstrução pré-drift dos terrenos Brasileiros e Pan-Africanos (Nzina et al., 2010): CCSZ: Zona de Cisalhamento Camarões Central; ASZ: Zona de Cisalhamento Adamaoua; BOSZ: Zona de Cisalhamento Betaré-Oya; SF: Falha Sanaga; Pa: Zona de Cisalhamento Patos; Pe: Zona de Cisalhamento Pernambuco.

A Província Borborema (Fig. 3) é constituída por quatro unidades maiores: Embasamento Paleoproterozoico composto por complexos gnáissicos migmatíticos, contendo pequenos núcleos Arqueanos com idades U-Pb (zircão) na faixa de 3,4-3,1 Ga (Hackspacher et al., 1991; Brito Neves, 1995; Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995; Dantas et al., 1998); faixas de dobramentos neoproterozoicas (toniana e ediacarana), constituídas de sequências supracrustais deformadas e metamorizadas que circundam os complexos gnáissicos; granitoides Neoproterozoicos (toniano a ediacarano) e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, com direção predominantemente NE-SW e E-W. Algumas dessas zonas de cisalhamento podem ser traçadas, de forma contínua ou em conexão, com zonas de cisalhamento do continente Africano (Caby, 1989; Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Castaing et al., 1994; Trompette, 1994; Oliveira et al., 2006; Van Schmus et al., 2008).

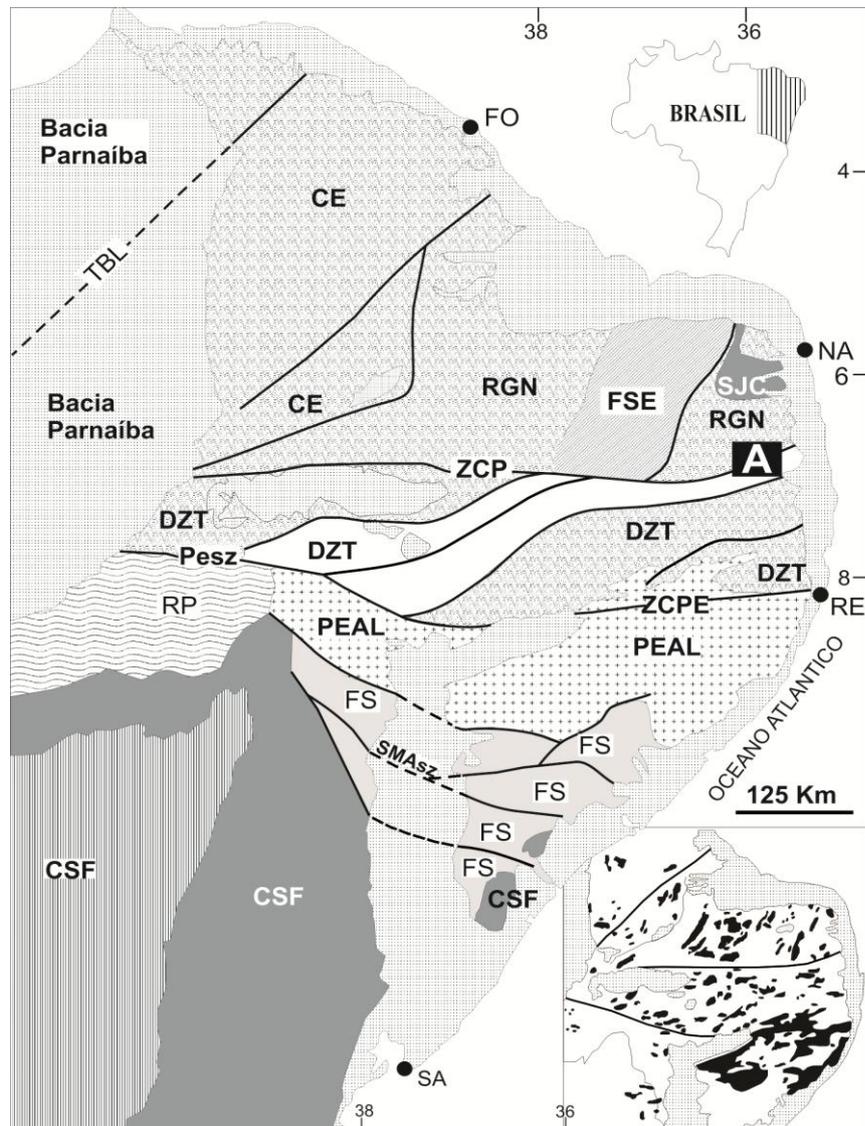


Figura 3. Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus et al., 2008) CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; FRP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos; A = Área de estudo. ENCARTE - Distribuição dos granitos brasileiros da Província Borborema segundo Silva Filho et al. (2013).

Vários modelos de divisão ou compartimentação tectônica foram propostos por vários autores, entre esses, Brito Neves (1975), Jardim de Sá & Hackspacher (1980), Jardim de Sá (1984) e Santos et al (1984), sugeriram inicialmente um longa história Pré-Cambriana para esta província devido a complexidade estratigráfica e geocronológica observada. Santos & Brito Neves (1984), propuseram a divisão da Província Borborema em domínios estruturais: Médio Coreauá, Cearense, Transnordestino ou Central, Extremo Nordeste e Sergipano. Com os avanços propiciados por novas metodologias baseadas na geocronologia e geoquímica isotópica, novos dados a respeito desta província foram sendo obtidos o que permitiu o melhor detalhamento da evolução da mesma, e assim novos esquemas de divisão foram criados.

Van Schmus et al. (1995, 2008) dividiram a Província Borborema em quatro domínios: Norte, Central, Pernambuco – Alagoas (PEAL) e Sergipano. Brito Neves et al. (2000) propôs a adição de dois domínios tectônicos, o Domínio Médio Coreauá e o Domínio Ceará Central. Posteriormente, Van Schmus et al. (2011) dividiram a Província Borborema em subprovíncias, também denominadas Norte, Transversal e Sul (Fig. 4A). A Subprovíncia Sul inclui os domínios Pernambuco – Alagoas (PEAL), Sergipano e Riacho do Pontal. Trabalhos mais recentes tem mostrado continuidade entre o PEAL e a Subprovíncia Transversal (Neves et al., 2011; Silva Filho et al. 2013).

A evolução tectônica da Província Borborema é algo bastante discutido. Nesse contexto, dois modelos principais têm sido propostos. O primeiro considera uma evolução policíclica para esta Província, e a considera como sendo a parte central de uma larga faixa orogénica resultante da colisão dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo-Kasai iniciadas no Arqueano, e com a superposições de vários eventos evolutivos, culminando com uma colagem orogénica de terrenos tectono-estratigráficos no Neoproterozóico Superior (Ciclo Brasileiro/Pan-Africano; 0,75-0,55 Ga) (Van Schmus et al. 1995, Brito Neves, 1983, Van Schmus et al. 2008).

Já no segundo modelo, é considerada uma origem intracontinental para a Província Borborema (Neves & Mariano, 2004). Várias feições propostas por esses autores contrariam a ideia anterior. Eles sugerem, juntamente com dados de modelamentos geoquímicos, o não envolvimento da astenosfera na gênese dos magmas máficos, já que não há diferenças no conteúdo elementos incompatíveis em rochas máficas e félsicas, além de seus valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos. Dessa forma, ao invés dos modelos de crescimento crustal, é admitida uma derivação a partir de um antigo manto litosférico enriquecido, nesse contexto uma diferenciação litosférica interna seria o processo responsável pela adição de material mantélico à crosta.

Outro fato contrário ao primeiro modelo, é a presença de um manto uniforme para esta província, como sugerido por Neves et al. (2006) a partir de idade modelos TDM em rochas brasileiras. A ausência de zonas de sutura de idade brasileira no interior da Província indica que ela seria constituída por uma larga massa continental durante o final do Neoproterozóico.

O Plúton Pilõezinhos, principal objeto de estudo deste trabalho, situa-se na Subprovíncia Transversal da Província Borborema, anteriormente chamada de Zona Transversal por Ebert (1970). Outros corpos graníticos foram utilizados para se comparar as feições químicas e isotópicas com o Plúton Pilõezinhos. Estes são: Plúton Curral de Cima, também situado na Subprovíncia Transversal (Domínio da Zona Transversal), e Complexo Solânea, cujos granitoides estão alojado na subprovíncia Norte da Província Borborema.

II.2 Subprovíncia Transversal

A Subprovíncia Transversal corresponde a um segmento crustal situado entre as Zonas de Cisalhamentos Patos e Pernambuco, e apresenta um trend estrutural ENE-WSW para EW, devido ao movimento dextral entre estas duas Zonas de Cisalhamento. O contexto estrutural desta subprovíncia é caracterizado por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção EW a ENE-WSW, e sinistras, com direção NNE-SSW a NE-SW, o qual Jardim de Sá (1994) atribui o termo megaestrutura em dominó (Fig. 4B e C). Estas zonas de cisalhamento representam limites de um mosaico de faixas ou terrenos tectonoestratigráficos e retrabalham uma foliação de baixo ângulo presente em ortognaisses e rochas supracrustais, sendo especialmente associadas com plútons graníticos e sieníticos. (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Guimarães & Da Silva Filho, 1998; Ferreira et al., 1998; Neves & Mariano, 1999; Neves et al., 2000; Silva & Mariano, 2000).

Os autores que admitem o modelo de terrenos (Santos et al., 1997; Brito Neves et al., 2000, 2001b; Santos et al., 2004) subdividem a Subprovíncia Transversal ou Domínio Central em quatro terrenos: Cinturão de dobramentos Piancó-Alto Brígida, Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe. Entretanto, como já falado, vários autores tem contestado este modelo geotectônico inicial (Neves et al., 2004, 2006, 2009; Guimarães et al. 2004,2012). Estes, no geral, consideram esta subprovíncia dividida, de oeste para leste, em Faixa Cachoeirinha (Piancó Alto Brígida), Faixa Alto Pajeú, composta por rochas supracrustais e ortognaisses, Faixa Alto Moxotó, onde predomina o embasamento transamazônico retrabalhado e poucos plútons brasileiros, e Faixa Pernambuco Leste (Rio Capibaribe), composta de seqüências supracrustais neoproterozóicas e plútons brasileiros.

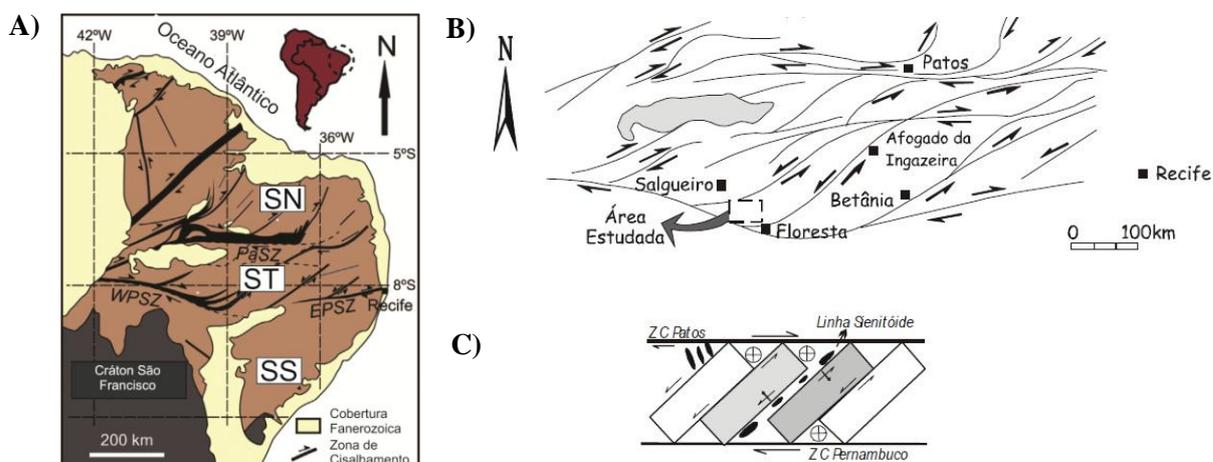


Figura 4. A) Divisão da Província Borborema segundo Van Schmus et al., (2011); B) e C) Modelo dominó” de Jardim de Sá (1994), mostrando a deformação transcorrente brasileira com rotação dos blocos e criação de espaço para alojamento de magmas.

II.3 Subprovíncia Norte

A Subprovíncia Norte ocorre principalmente nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará, e está situada, geologicamente a norte da Zona de Cisalhamento Patos. Esta subprovíncia é aproximadamente disposta de forma contínua sobre um embasamento Paleoproterozoico (ca. 2,2 – 2,1 Ga) constituído de ortognaisses, paragnaisses, mimatitos e rochas supracrustais (Van Schmus et al., 2011), incluindo um núcleo arqueano (São José do Campestre) (2,6 – 3,5; Dantas et al., 2004). Os principais contrastes entre esta subprovíncia, com as outras duas, é que na subprovíncia norte, há rochas vulcânicas, plutônicas e supracrustais datadas do fim do Paleoproterozoico, enquanto que nas subprovíncia sul e transversal tais rochas são raras. Nestas últimas, são frequente suítes de rochas com cerca de 1 Ga, enquanto que na subprovíncia norte não são frequentes. Sobrepostas ao embasamento há rochas metavulcanicas e metassedimentares Neoproterozoicas com idades variando de cerca de 700 a 800 Ma, no Ceará (Fetter, 1999) até 620 Ma no Grupo Seridó (Van Schmus et al., 2003).

Assim como outras regiões da Província Borborema, a subprovíncia norte é cortada por vários granitoides ediacaranos. A maioria desses colocado entre 575 e 540 Ma (McMurry et al., 1987; Leterrier et al., 1994; Jardim de Sá, 1994; Trindade et al., 1999; Hollanda et al., 2003; Nascimento et al., 2015), porém idades mais recentes (Nascimento et al., 2000; Hollanda et al., 2012; Nascimento et al., 2015) foram identificadas em intrusões no Complexo Serrinha Pedro-Velho, onde o mesmo faz parte do Maciço São José do Campestre. Este maciço foi afetado por metamorfismo associado a zonas de cisalhamento extencionais ou transtensionais, e caracterizado por elevadas temperaturas, que atingiu a fácies anfíbolito superior a granulito, durante a Orogênese Brasileira (Souza et al., 2006). Datação em leuconoritos e migmatitos relacionados a essas zonas de cisalhamento (Souza et al., 2006), aponta para um pico de metamorfismo de alta temperatura e deformação dúctil extensional ou transtensional a cerca de 578 a 574 Ma.

II.4 Magmatismo Granítico na Província Borborema

Uma das feições mais expressivas associada à orogênese brasileira na Província Borborema é um intenso magmatismos granítico, representado por inúmeras intrusões de dimensão e forma variadas, contemporâneas com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento e metamorfismo sobre condições de alta temperatura. Segundo Van Schmus et al. (2011), a duração da deformação Brasileira é melhor controlada a partir das idades desses plútons Brasileiros. Com base nas idades e relações de campo, esses plútons podem ser organizados em pré-, sin-, ou pós-tectônico em relação ao principal evento de deformação compressional. Levando em consideração as suas relações com as zonas de cisalhamento, este magmatismo pode ser classificado como cedo-, sin-, tardi- e pós-transcorrente, sendo grande parte dos plútons neoproterozoicos do Subprovíncia Transversal caracterizadas como sin-transcorrentes (Neves et al., 2006).

Visando o entendimento e classificação desse diversificado magmatismo, vários trabalhos têm sido propostos. Os trabalhos pioneiros (Almeida et al., 1967; Brito Neves & Pessoa, 1974; Santos & Melo, 1978) foram baseados principalmente em aspectos

petrográficos e texturais, e poucos dados geocronológicos, e abrangeram áreas muito extensas, dessa forma, apesar da importante contribuição, esses estudos iniciais apresentam um caráter bastante generalizado.

O esquema proposto por Almeida et al. (1967), baseado em critérios petrográficos, reconheceu quatro tipos de granitos na Província Borborema: *Tipo Conceição* – granodioritos e tonalitos de granulação média a fina; *Itaporanga* – granodioritos porfiríticos com mega cristais de K-feldspatos; *Itapetim* - biotita granitos finos associados com o tipo Itaporanga; e *Catingueira* – granitos peralcalinos, sienitos e quartzo sienitos. Posteriormente, Sial (1986) estudou geoquimicamente os granitoides pertencentes a Faixa Cachoeirinha (Piancó Alto Brígida) e os correlacionou aos quatro tipos propostos por Almeida et al. (1967): 1) cálcio-alcalinos (Tipo Conceição); 2) cálcio-alcalinos potássicos (Tipo Itaporanga); 3) peralcalinos (Tipo Catingueira); e 4) trondhjemítico (Tipo Serrita).

A partir de dados químicos e isotópicos, Guimarães et al. (1998, 2004) dividiram os granitos Subprovíncia Transversal em cinco tipos principais: 1) Granitos cálcio-alcalinos com idade de 610–644 Ma; 2) Granitos cálcio-alcalinos de alto-K e shoshonítico com idade U-Pb em zircão de 590 –581 Ma, transicionais entre evento de baixo ângulo e evento de transcorrência; 3) Granitos alcalinos pós-colisionais com idade U-Pb de cerca de 570 Ma; e 4) Granitoides tipo-A pós-orogênicos associados a magmatismo bimodal subvulcânico com idade entre 540 e 512 Ma.

A partir de dados químicos, isotópicos e geocronológicos, Van Schmus et al. (2011) enquadram os plútons brasileiros em cinco estágios de magmatismo e deformação: I – Este estágio magmático ocorreu entre 650 e 610 Ma e foi relacionado a convergência de placas, onde crosta oceânica foi subductada sob litosfera crustal Paleoproterozoica, e significativo material juvenil mantélico contribuiu para a origem do magma; II – Esse estágio é caracterizado pela diminuição na colocação de plútons, cujo período corresponde, no geral, com o pico de metamorfismo termal, deformação compressional, e migmatização e precede a transição para a deformação transcorrente (Guimarães et al., 2004); III – Este corresponde aos plútons do grupo 2 de Guimarães et al. (2004) (590 – 580 Ma), que foram gerados durante a transição de deformação predominantemente compressional a transcorrente, e apresentam caracteristicamente idades modelo T_{DM} (Sm-Nd) variando de 1,7 a 2,1 Ga, sendo derivados, em grande parte, a partir de litosfera Paleoproterozoica; IV – Esses estágio é caracterizado por plútons pós-tectônicos de cerca de 570 Ma (grupo 3 de Guimarães et al., 2004). Eles foram formados seguinte a transição deformação compressional/deformação transcorrente. Geoquimicamente, apresentam restrita variação de sílica, são aluminosos e caracterizados por anomalias de Eu, Sr e P. Além disso, tendem a se projetar no campo intraplaca no diagrama de Pearce. Apresentam assinatura química e isotópica indicativa de origem a partir do manto subcontinental superior ou da crosta inferior; e V – Os plúton que representam este estágio apresentam idades entre 533 e 548 Ma, e são geoquimicamente similares ao grupo IV, com maior conteúdo de FeO/Feo+MgO e classificados como granitos tipo-A (Guimarães et al., 2004).

III RESULTADOS (Coletânea de Artigos)

III.1 Artigo 1

O artigo em questão foi intitulado “QUÍMICA MINERAL E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DE GRANITOS INTRUDIDOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO REMÍGIO - POCINHOS, NE BRASIL: PLÚTON PILÕEZINHOS”, sendo submetido e aceito, para publicação no periódico de divulgação científica “Pesquisa em Geociências”.

Porto Alegre, 15 de junho de 2016.

Ao
Jefferson Valdemiro de Lima

Venho comunicar que o manuscrito abaixo submetido, de vossa autoria, foi aceito para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Após diagramação e conferência, o mesmo deverá ser publicado em um dos próximos números da revista.

Em nome da Comissão Editorial, agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição.

Título: Química mineral e condições de cristalização de granitos intrudidos ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos, NE do Brasil: Pluton Pilõezinhos.

Autores: Jefferson Valdemiro de LIMA, Ignaz de Pinho GUIMARÃES, Lucilene SANTOS, Douglas José FARIAS & José Victor ANTUNES.

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Química mineral e condições de cristalização de granitos intrudidos ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos, NE do Brasil: Plúton Pilõezinhos

Jefferson Valdemiro de LIMA^{1*}, Ignez de Pinho GUIMARÃES², Lucilene SANTOS¹, Douglas José FARIAS¹ & José Victor ANTUNES¹

- (¹) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Av. da Arquitetura, s/n, 3º andar, CEP 50.740-550, Recife, Brasil. E-mail: jefferson1901@hotmail.com, Lucilene.santo01@gmail.com, douglasjsfarias@yahoo.com.br, zehantunes@gmail.com.
- (²) Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Av. da Arquitetura, s/n, 5º andar, CEP 50.740-550, Recife, Brasil. E-mail: ignez@ufpe.br.

Resumo. O Plúton Pilõezinhos (PP) constitui uma intrusão alongada com ~100 km² na porção NE do Domínio Central da Província Borborema. Compreende monzogranitos e sienogranitos, subdivididos em duas fácies petrográficas distintas. O PP está posicionado no encontro entre as zonas de cisalhamento: dextral Remígio – Pocinhos (ZCRP), e sinistral Matinhas. Este trabalho tem como objetivo principal a caracterização das condições de cristalização dos granitos do PP. A mineralogia principal, caracterizada a partir da petrografia e análises por Microsonda Eletrônica, é composta por: quartzo; feldspatos alcalinos, representado por cristais de microclínio e pertitas; plagioclásio, variando de oligoclásio a andesina; biotita rica na molécula de siderofilita; e anfibólios variando de hastingsita a Fe-tchermakita. A mineralogia acessória compreende titanita, zircão, apatita, óxidos, e allanita, mineral que detém grande quantidade de ETR. As condições termobarométricas nas quais esses granitos cristalizaram, obtidas a partir dos dados de química mineral, são: temperatura variando de 745 a 1003 °C, definida a partir do geotermômetro anfibólio – plagioclásio e geotermômetro do Zr, e pressão de 4,28 a 5,95 Kbar (geobarômetro Al^T em hornblendas). Minerais máficos ricos em ferro e a presença de ilmenita primária sugerem cristalização sob condições de baixa fO₂ (abaixo do tampão FMQ). Reequilíbrio em estágio *subsolidus*, a partir da atuação de fluidos tardios com temperaturas variando de 505 a 566 °C é sugerido pela presença de sericita, mirmequita e clorita. As feições mineralógicas, químicas e estruturais sugerem que esses granitos representam magmatismo tipo-A₂, que evoluiu por cristalização fracionada.

Palavras chave: Granitos tipo-A₂, Província Borborema, magmatismo extensional, termobarometria,

Abstract. MINERAL CHEMISTRY AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS OF GRANITES EMPLACED ALONG THE REMÍGIO-POCINHOS SHEAR ZONE, NE BRAZIL: PILÕEZINHOS PLUTON. The Pilõezinhos Pluton (PP) comprises a ~100 km²-elongated intrusion in the NE part of the Transversal Domain of the Borborema Province. It is composed of monzogranites and syenogranites, subdivided into two distinct petrographic facies. The PP intrudes the boundary between the dextral Remígio - Pocinhos and sinistral Matinhas shear zones. The main objective of this work is to characterize the conditions of crystallization from the PP granites. The main mineralogy was characterized by petrography and Electron Microprobe mineral chemistry analysis. It consists of quartz; alkali feldspars (microcline and pertite); plagioclase, ranging from oligoclase to andesine; siderophillite-rich biotite; and amphibole, with composition ranging from hastingsite to Fe-tschermakite. The accessory mineralogy comprises titanite, zircon, apatite, oxides, dominantly ilmenite, and allanite grains holding large amount of REE. The mineral

chemistry defined that the magma crystallization occurred at temperature ranging from 745 to 1003 °C, defined from the amphibole – plagioclase geothermometer and Zr geothermometer, and pressure from 4.28-5.98 kbar (geobarometer of Al^T in hornblendas). Iron-rich mafic mineralogy and the presence of primary ilmenite suggest crystallization under low fO₂ conditions, below the FMQ buffer. Rebalancing in subsolidus conditions occurs due to the action of late fluids, with temperatures ranging from 505 to 566 °C, is suggested by the presence of sericite, chlorite and myrmekite. The mineralogical, chemical and structural features suggest that the PP granites represent A₂-type magmatism, which evolved by fractional crystallization.

Keywords: A₂-type granites, Borborema Province, extensional magmatism, thermobarometry

1 Introdução

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) consiste numa região de 450.000 km², situada a norte do Cráton São Francisco, delimitada a leste e norte pelo Oceano Atlântico, e a oeste pela Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil. Van Schmus *et al.* (2008) dividiram a Província Borborema nos domínios: Médio Coreaú, Ceará, Rio Grande do Norte, Transversal e Sul. A área estudada está localizada na porção nordeste do Domínio Transversal.

A estruturação atual da Província Borborema (Fig. 1A) é resultante da orogênese Brasileira (= Pan-Africano; 640-580 Ma – Van Schmus *et al.*, 2008). A Província Borborema é constituída por quatro unidades maiores: Embasamento Paleoproterozoico, composto por complexos gnáissicos migmatíticos formados durante o Riáciano (2,2 Ga – 1,8 Ga), contendo pequenos núcleos arqueanos com idades U-Pb (zircão) entre 3,4 e 3,1 Ga (Hackspacher *et al.*, 1991; Brito Neves, 1995; Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995; Dantas *et al.*, 1998); faixas de dobramentos neoproterozoicos (Toniana e Ediacarana), constituídas de sequências supracrustais deformadas e metamorizadas que circundam os complexos gnáissicos; granitos neoproterozoicos (Toniano e Ediacarano); e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, com direção predominantemente NE-SW e E-W.

Uma das principais feições associada à Orogênese Brasileira na Província Borborema é a presença de um intenso magmatismo granítico associado em grande parte a um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais, com direção E-W, e sinistrais, com direção NE-SW (Vauchez & Egydio-Silva, 1992; Guimarães & Da Silva Filho, 1998; Ferreira *et al.*, 1998; Neves & Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000; Silva & Mariano, 2000), incluindo a dos principais lineamentos da província (Pernambuco e Patos), e suas ramificações. O metamorfismo da área é caracterizado sob condições de fácies anfibolito alto.

Essas inúmeras manifestações graníticas distribuídas ao longo da Província Borborema foram inicialmente agrupadas por Almeida *et al.* (1967) em granitos dos tipos:

Conceição (granodioritos e tonalitos); Itaporanga (granodioritos extremamente porfiríticos); Itapetim (biotita granitos tardi orogênicos); Catingueira (granitos peralcalinos, quartzo sienitos e sienitos).

Sial (1986) caracterizou geoquimicamente a granitogênese na Faixa Piancó Alto Brígida (Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro), no Domínio Transversal, e os correlacionou aos granitos descritos por Almeida *et al.* (1967) em: 1) cálcio-alcálicos (Tipo Conceição); 2) cálcio-alcálicos potássicos (Tipo Itaporanga); 3) peralcalinos (Tipo Catingueira); e 4) trondhjemítico (Tipo Serrita).

Ferreira *et al.* (1998), utilizando afinidades petrogenéticas, geoquímicas, estudos isotópicos e susceptibilidade magnética, dividiram os granitos da porção oeste da Zona Transversal em oito tipos principais: cálcio-alcálico com epídoto magmático (Conceição); cálcio alcálico de alto potássio sem epídoto magmático (Itaporanga); cálcio-alcálico de alto potássio com epídoto (São Rafael); cálcio-alcálicos peraluminosos (Ouro Branco); trondhjemitos (Serrita); peralcalinos (Catingueira) e shoshoníticos; sienitoides metaluminosos de alto potássio (Terra Nova); e sienitoides peralcalinos ultrapotássicos (Triunfo/Baixa Verde).

Guimarães *et al.* (1998), a partir de dados de composição mineralógica, afinidade geoquímica, natureza das encaixantes e dos possíveis protólitos, dividiram os granitos do Domínio Transversal da Província Borborema em cinco tipos principais, os quais foram posteriormente reagrupados por Guimarães *et al.* (2004) em quatro tipos: 1) Granitos cálcio-alcálicos com idade de 610–644 Ma; 2) Granitos cálcio-alcálicos de alto-K e shoshonítico com idade U-Pb em zircão de 590 –581 Ma, transicionais entre evento de baixo ângulo e evento de transcorrência; 3) Granitos alcálicos pós-colisionais com idade U-Pb de cerca de 570 Ma; e 4) Granitoides tipo-A pós-orogênicos associados a magmatismo bimodal subvulcânico com idade entre 540 e 512 Ma.

Neste trabalho, apresentamos e discutimos as feições de campo, petrografia e química mineral, a partir das quais foram inferidas as condições de pressão, temperatura e fO_2 durante a cristalização dos granitos tipo-A₂ (Lima *et al.*, 2015a) do Plúton Pilõezinhos, intrudido ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos), no Domínio Transversal da Província Borborema, contribuindo dessa forma para o conhecimento da granitogênese na Província Borborema e de sua relação com zonas de cisalhamento.

2 Área, materiais e métodos

2008) e Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011). 1: Coberturas Fanerozoicas; 2-a: Granitos brasileiros, b: dioritos; 3: Plúton Pilõesinhos, 4: Metassedimentos Brasileiros; 5: Metassedimentos de idade não definida (Complexo Sertânia); 6: Ortognaisses Tonianos; 7: Ortognaisses Riácianos; 8: Zonas de Cisalhamento Destrais; 9: Zonas de Cisalhamento Sinistrais; 10: Fraturas; 11: Foto lineamentos; ZCM: Zona de Cisalhamento Matinhas; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos.

Figure 1. Location map. A) Major domains and subdomains of the Borborema Province (Van Schmus et al., 2008). CSF= São Francisco craton; FS: Sergipana Belt; FRP = Riacho do Pontal Belt; PEAL = Pernambuco-Alagoas subdomain; FSE = Seridó belt; SJC = São José do Campestre Archean core; CE = Ceará domain; RGN = Rio Grande do Norte domain; ZCPE = Pernambuco Shear Zone; ZCP= Patos Shear Zone; A= Study area. INSERT - Distribution of Brasiliano granites of the Borborema Province after Silva Filho et al. (2013); B) Simplified geological map of the study area, modified from of the Solânea/SB.25-Y-A-IV (Guimarães et al., 2008) e Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011) maps. 1 = Phanerozoic covers; 2a = Brasiliano granites, 2b= diorites; 3 = Pilõesinhos Pluton; 4= Brasileiros metasediments; 5 = Metasediments of undefined age (Sertânia Complex); 6 = Tonian orthogneisses; 7 = Rhyacian orthogneisses; 8 = dextral shear zone; 9 = sinistral shear zone; 10 = fractures; 11 = lineaments photo; ZCM = Matinhas Shear Zone; ZCRP = Remígio-Pocinhos shear zone.

O contexto estrutural gerado pela movimentação sincrônica da ZCRP de direção E-W e cinemática dextral, e a Zona de Cisalhamento Matinhas de direção NE-SW e cinemática sinistral, é compatível com o desenvolvimento de um padrão em dominó, possibilitando a abertura do espaço (sítios extensionais) para a colocação dos magmas responsáveis pela cristalização dos granitos do Plúton Pilõesinhos.

A forma alongada do Plúton Pilõesinhos, associada à presença de foliação paralela à direção da ZCRP, sugere tratar de intrusão sintranscorrente, como observado em grande parte dos plútons Neoproterozoicos do Domínio Transversal da Província Borborema (Neves *et al.*, 2006).

Os granitos do Plúton Pilõesinhos mostram composição variando de sienogranito a monzogranito, de granulação fina a grossa, e equigranulares a porfiríticos (Fig. 2A) intrudidos em rochas metassedimentares neoproterozóicas e ortognaisses de idade Toniana, localmente milonitizadas e migmatizadas. Nas bordas do plúton observa-se intercalação de granito fino leucocrático com granito de granulação grossa, mostrando contatos sinuosos (Fig. 2B).

Quando próximas à ZCRP, as rochas do Plúton Pilõezinhos apresentam feições típicas de deformação no estado sólido, com o desenvolvimento de foliação s-c evidenciando cinemática dextral (Fig. 2C). Foliação magmática é observada nas áreas mais distantes das zonas de cisalhamento e são caracterizadas pela presença de fenocristais suédricos a euédricos de feldspato (Fig. 2D), orientados paralelos à direção da ZCRP, sugerindo intrusão sincrônica a tardi-transcorrente. Localmente, observam-se xenólitos dos metassedimentos das encaixantes.

2.2 Materiais e métodos

Para este trabalho, foram utilizadas amostras de rochas e dados estruturais coletados durante etapas de campo. Essas amostras foram posteriormente utilizadas para a confecção de seções delgadas e polidas, no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Pernambuco, para o estudo em detalhe da mineralogia dos granitos através da petrografia, com o auxílio no microscópio óptico de luz refletida e transmitida pertencentes ao departamento de geologia da UFPE. As amostras polidas foram posteriormente metalizadas com carbono em câmara de vácuo e analisadas através da Microsonda Eletrônica (JEOL modelo JXA-8230 com cinco espectrômetros WDS e um EDS) da Universidade de Brasília, onde foi obtida a composição química dos diversos minerais constituintes das rochas. Para a análise de elementos maiores nos silicatos e óxidos, as condições analíticas consistem em voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA, e um diâmetro do feixe eletrônico da ordem de μm . Em relação as análises de ETR nos minerais acessórios estudados (allanita e titanita), o equipamento foi operado em uma voltagem de aceleração de 20 kV e uma corrente de 20 nA. Os padrões utilizados são vidros sintéticos à base de óxidos de ETR, confeccionados na Universidade de Chicago – EUA. Os dados de WDS para análise de ETR foram corrigidos usando valores empíricos de interferência para ETR, de acordo com as recomendações de Williams (1996).

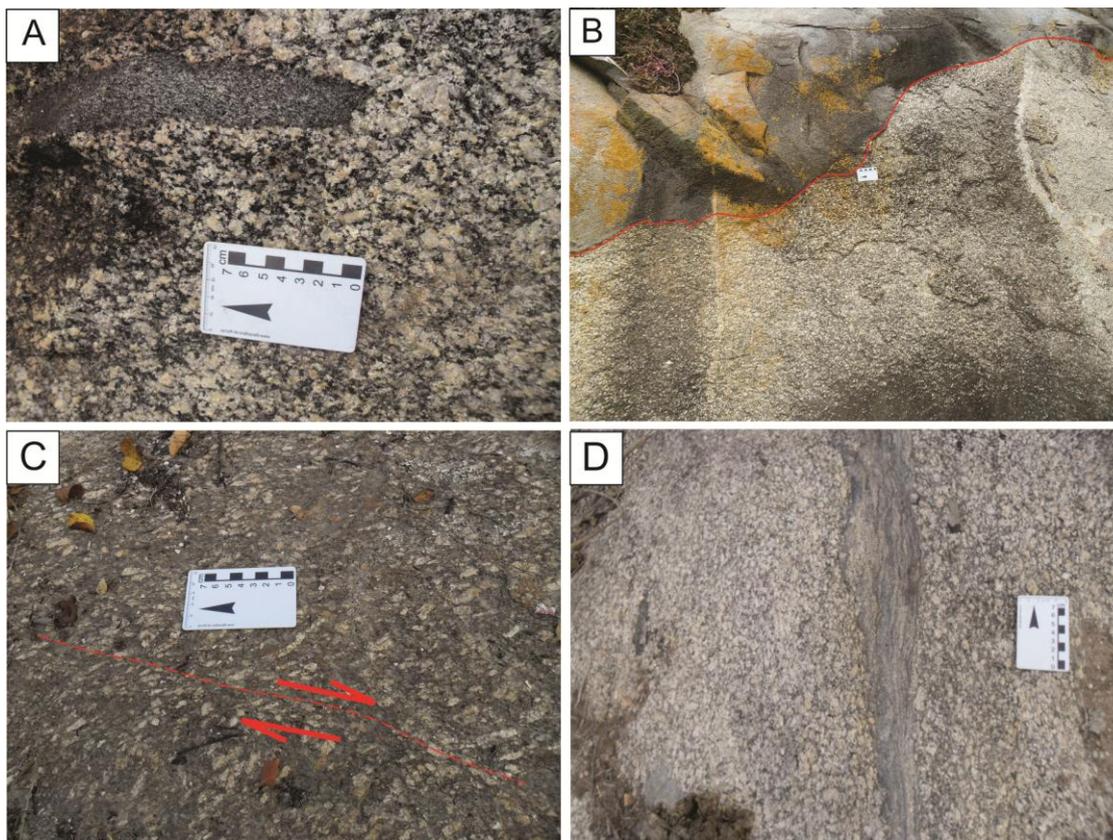


Figura 2. Aspectos de campo do Plúton Pilõezinhos. A) Sienogranito porfirítico contendo enclave diorítico; B) Granito porfirítico de granulação grossa, mostrando contato sinuoso com granito de granulação fina; C) Granito porfirítico cisalhado com banda de cisalhamento indicando cinemática dextral; D) Trama magmática definida por alinhamento de fenocristais euédricos a subédricos de feldspato sobreposta por feições de deformação em estágio sólido.

Figure 2. Field aspects of Pilõezinhos Pluton. A) Porphyritic syenogranite enclosing dioritic enclave; B) Coarse-grained granitic facies showing sinuous contact with the fine-grained granitic facies; C) Shear band indicating dextral kinematics in the porphyritic granitic facies; D) Magmatic foliation defined by alignment euhedral subhedral crystals of feldspar overlapped by deformation features solid stage.

Em relação às condições termobarométricas, foi utilizado o geobarômetro alumínio total em hornblenda a partir da calibração de Anderson & Smith (1995) para o cálculo da pressão de cristalização, e o geotermômetro anfibólio – plagioclásio segundo a calibração de Blundy & Holland (1990) para o cálculo da temperatura, além do geotermômetro de saturação em zircão de Watson & Harrison (1983) e Watson (1987). Para as condições de fO_2 durante a evolução e cristalização dos magmas graníticos, foi utilizada a composição dos minerais

Os granitos do Plúton Pilõezinhos foram divididos em duas fácies: fácies 1 – sienogranito a monzogranito grosso porfirítico, contendo raros enclaves dioríticos e xenólitos das encaixantes; e fácies 2 - monzogranitos equigranulares de granulação fina.

Ao microscópio, ambas as fácies do Plúton Pilõezinhos mostraram composição mineralógica semelhante, divergindo apenas na granulação e porcentagem mineral. Os granitos estudados apresentam quartzo (25-35% em volume), K-feldspato (35-50% vol.), plagioclásio (15-40% vol.), biotita (5-15% vol.) e anfibólio (5-10% vol.), como minerais principais, e titanita (3-5% vol.), allanita (2-3% vol.), apatita (1% vol.), zircão (1% vol.) e minerais opacos (1% vol.) como minerais acessórios. O quartzo ocorre como cristais anédricos, às vezes recristalizados e/ou como agregados de subgrãos, geralmente exibindo extinção ondulante. Localmente, foi observado quartzo exibindo padrão de extinção em “tabuleiro-de-xadrez” (*chessboard patterns*) (Fig. 4A), feição típica de deformação em alta temperatura no estado sólido (Kruhl, 1996). Os feldspatos alcalinos, microclina e pertita, ocorrem como fenocristais subédricos e, como cristais anédricos constituindo a matriz da rocha. Os plagioclásios são subédricos e localmente, apresentam zoneamento ígneo preservado (Fig. 4B). Alguns cristais se apresentam fraturados e com fraturas preenchidas por quartzo e feldspato (fraturas submagmáticas). Frequentemente, os fenocristais de plagioclásio mostram núcleos alterados por processos de sericitização e saussuritização. Alguns fenocristais de feldspato alcalino mostram bordos corroídos por mirmequita (Fig. 4C), possivelmente resultantes da percolação de fluidos tardios associados à deformação (Vernon, 1991). A biotita (Fig. 4D) é a fase máfica dominante e ocorre como palhetas subédricas, apresentando pleocroísmo variando de amarelo a marrom escuro. Localmente ocorre preenchendo espaços entre minerais (biotitas intersticiais). As palhetas de biotitas se mostram, localmente, com ondulações, e alteradas para a clorita (Fig. 4D). Frequentemente, apresentam inclusões de titanita, zircão, allanita e minerais opacos.

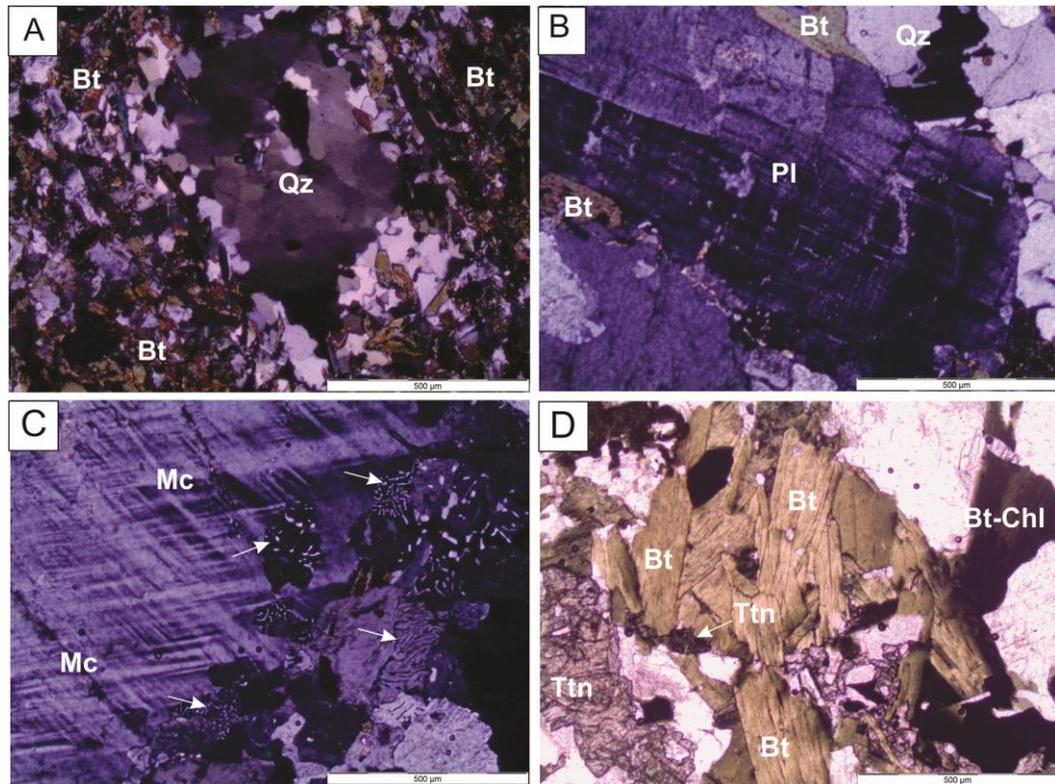


Figura 4. Aspectos petrográficos dos granitos estudados. A) Fotomicrografia exibindo microtextura do tipo *chessboard* em cristal de quartzo (qtz); B) Zoneamento ígneo preservado em fenocristal de plagioclásio (Pl); C) Intercrescimento mirmequítico (seta branca) nos limites entre fenocristal de microclínio perítico (Mc) e quartzo; D) Fotomicrografia mostrando placas de biotitas (Bt), biotitas cloritizadas (Bt-Chl) e titanita (Ttn).

Figure 4. Petrographic aspects of the studied granites. A) Photomicrograph showing microtexture chessboard type in quartz crystal (qtz); B) Igneous zoning preserved in plagioclase phenocrysts (Pl); C) Mirmekitic intergrowth (white arrow) at the boundaries between phenocrystal of perthitic microcline (Mc) and quartz; D) Photomicrograph showing biotite plate (Bt), chloritized biotites (Bt-Chl) and titanite (Ttn).

O anfibólio ocorre como cristais subédricos a anédricos, apresenta pleocroísmo caracterizado pela variação de tonalidade entre o amarelo e o verde azulado (Fig. 5A) e, localmente, mostram alteração para clorita. A titanita é o principal mineral acessório encontrado nesses granitos; ocorre como dois tipos texturais diferentes: I) cristais euédricos a subédricos de cor marrom, frequentemente inclusos em biotita e anfibólio, sendo interpretado como titanita primária; e II) cristais anédricos, formando, frequentemente, agregado com forma de coroa em volta de minerais opacos (Fig. 5A), sendo interpretados como titanitas

tardi-magmáticas, em grande parte, produto de alteração dos minerais opacos. A allanita ocorre como cristais euédricos a subédricos de coloração amarela alaranjada, mostrando frequentemente zoneamento (Fig. 5B). Localmente, se mostram deformadas, possivelmente, por processos de metamictização. Os minerais opacos ocorrem como cristais euédricos a subédricos sendo principalmente ilmenita (Figs. 5C e 5D) identificada ao microscópio de luz refletida pela cor cinza levemente rosa nas bordas, apresentando discreto pleocroísmo e forte anisotropia, características estas distintas das observadas em magnetita. Localmente, ilmenita ocorre como cristais euédricos a subédricos circundados por cristais de titanita ou inclusos em outras fases minerais. A magnetita apresenta-se como pequenos cristais anédricos e em percentagem modal bem menor que a ilmenita, constituindo possivelmente uma fase secundária.

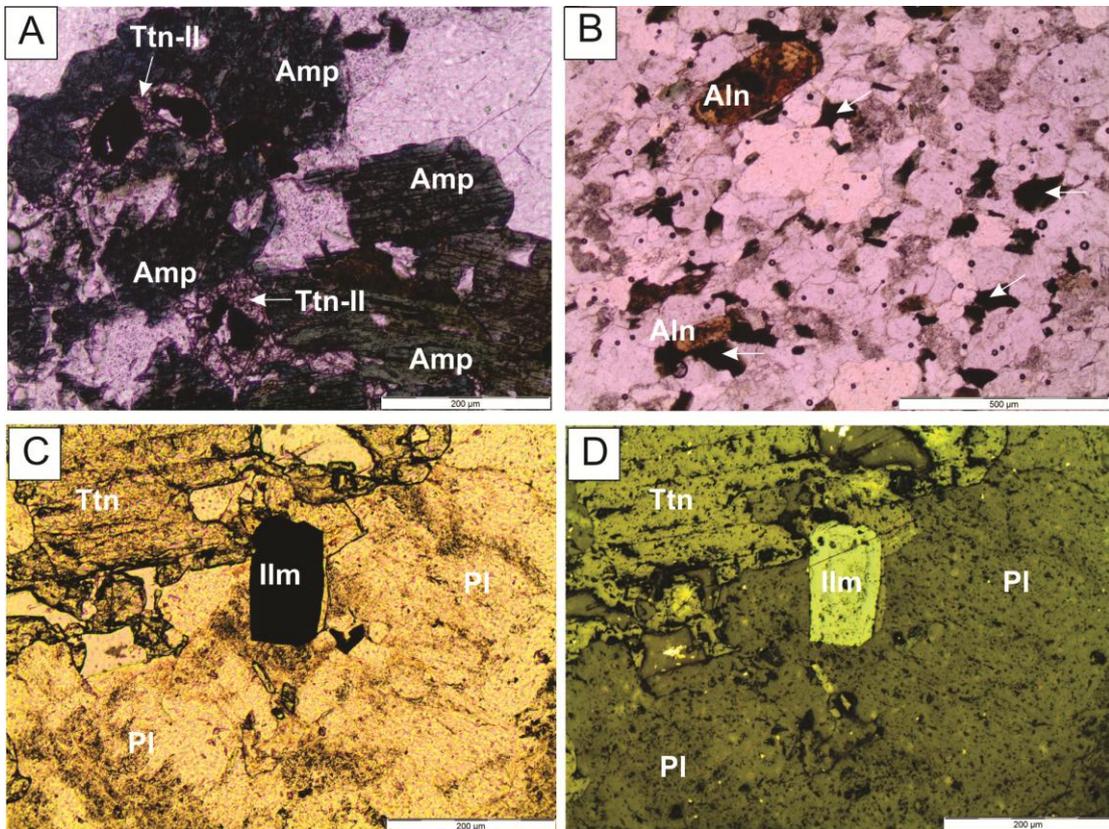


Figura 5. Aspectos petrográficos dos granitos estudados. A) Fotomicrografia exibindo cristais deformados de anfibólio (Amp) em contato com minerais opacos circundado por anel de titanita (Ttn); B) Cristais euédricos de allanita (Aln) zonados, e anfibólio cloritizado (Seta branca); C) Cristal euédrico de ilmenita (Ilm) em contato com titanita e plagioclásio (Pl); D) Cristal euédrico de ilmenita (Ilm) exibido por microscopia de luz refletida.

Figure 5. Petrographic aspects of studied granites. A) Photomicrography showing deformed crystals of amphibole (Amp) in contact with opaque minerals surrounded by titanite ring (Ttn); B) Euhedral allanite crystals (Aln) exhibiting zoning, and chloritized amphiboles (white arrow); C) Euhedral ilmenite crystal (Ilm) in contact with titanite and plagioclase (Pl); D) Euhedral ilmenite crystals (Ilm) reflected light microscopy.

Petrograficamente, os enclaves do Plúton Pilõezinhos são compostos de cristais anédricos de quartzo exibindo leve extinção ondulante, pertita, em pequenas proporções, fenocristais subédricos a anédricos de plagioclásio pouco alterados, exibindo a típica geminação polissintética e localmente mostrando zoneamento ígneo. Biotita é o principal mineral máfico presente e ocorre como lamelas deformadas com pleocroísmo variando de amarelo a laranja e exibindo, localmente, alteração para clorita. Anfibólio ocorre em pequena quantidade. Os minerais acessórios são representados por cristais euédricos de apatita, localmente aciculares, inclusos em outras fases minerais posteriores e cristais euédricos de zircão, geralmente inclusos em biotita.

3.2 Química Mineral

3.2.1 Biotita

Foram realizadas análises em 25 cristais de biotita e os dados representativos são mostrados na tabela 1. No diagrama de Nachit *et al.* (2005), os cristais de biotita analisados dos granitos e enclaves, se projetam essencialmente no campo biotitas primária (Fig. 6A), o que corrobora o seu aspecto microtextural primário observado no estudo petrográfico, com algumas poucas análises na transição para o campo de biotita primária reequilibrada, que pode estar associado a um reequilíbrio em estágio magmático tardio. Os cristais de biotita dos granitos estudados apresentam elevado conteúdo de ferro (Fig. 6B), com valores de $Fe\#$ [$FeO/(FeO+MgO)$] variando de 0,72 a 0,82, e os cristais dos enclaves máficos mostram teores de magnésio mais elevados, com razões [$FeO/(FeO+MgO)$] variando de 0,45 a 0,51. Os cristais de biotita dos granitos e enclaves estudados mostram composição semelhante às de rochas da série subalcalina e cálcio-alcalina, respectivamente (Fig. 6C). Os teores de ferro nos cristais de biotitas sugerem condições redutoras durante a evolução do magma. Os teores de FeO_t , MgO e Al_2O_3 observados nos cristais de biotitas dos granitos e enclaves, são

semelhantes às biotitas pertencentes, respectivamente, a granitos alcalinos anorogênicos e cálcio-alcálicos (Abdel Rahman, 1994) (Figs. 6D, 6E e 6F); porém, algumas poucas amostras dos granitos evidenciam uma certa tendência peraluminosa, ainda que em pequena escala.

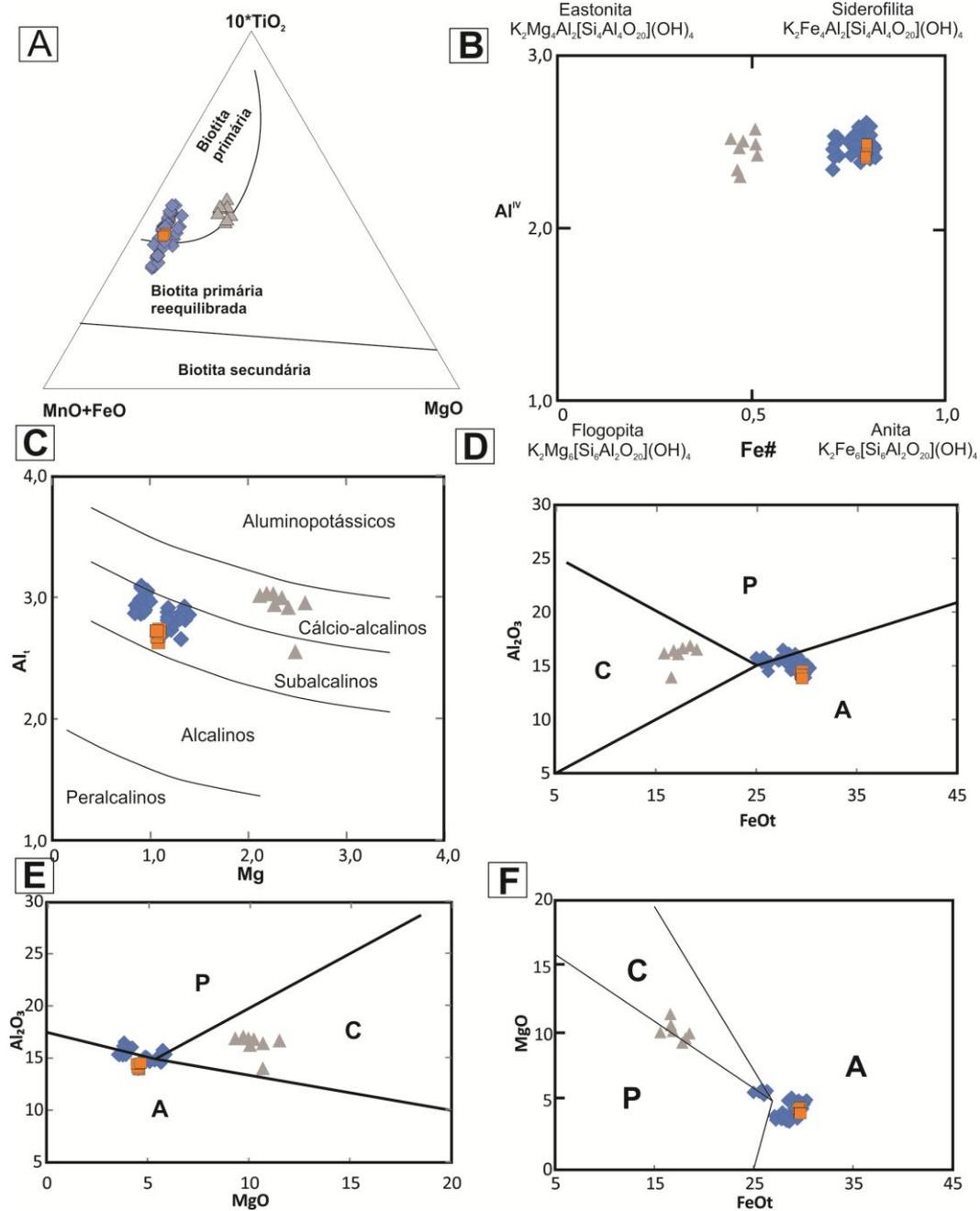


Figura 6. Diagramas químicos para a classificação de cristais de biotita. A) Diagrama ternário $\text{MgO} \times 10 \text{ TiO} \times \text{MnO} + \text{FeO}$ (Nachit *et al.*, 1985) para os cristais de biotita estudados; B) Diagrama $\text{Fe}^{\#} \times \text{Al}^{\text{IV}}$; C) Diagrama $\text{Mg} \times \text{Al}^{\text{I}}$ de Nachit *et al.* (1985); D-E-F) Diagramas de Abdel-Rahman (1994). Símbolos como na figura 3. A= alcalino anorogênico; C = cálcio-alcálico; P = peraluminoso.

Figure 6. Chemical diagrams for the classification of biotite crystals. A) MgO x 10 TiO x MnO + FeO ternary diagram (Nachit et al., 1985) for the studied biotites crystals; B) Fe x Al^{IV} diagram; C) Mg x Al^I diagram after Nachit et al. (1985); D), E), F) - Diagrams after Abdel-Rahman (1994). Symbols as Figure 3. A: alkaline anorogenic; C: calc-alkaline; P: peraluminous.

3.2.2 Anfibólio

Foram realizadas análises em 20 cristais de anfibólio e os dados representativos são mostrados na tabela 2. Os cristais de anfibólio do Plúton Pilõezinhos mostram composição típica de anfibólios magmáticos (Czamanske & Wones, 1973) (Fig. 7A) e, assim como os cristais de biotita, apresentam elevado conteúdo de ferro (Fe# variando de 0,80 a 0,89), sendo classificados de acordo com Leake et al. (1997) como hastingsita e Fe-tchermakita (Figs. 7B e 7C). Esses valores do Fe# observados nos cristais de anfibólio são semelhantes aos observados na química de rocha total (Lima et al., 2015a), e evidenciam cristalização em condições de baixa fO₂ (Fig. 7D).

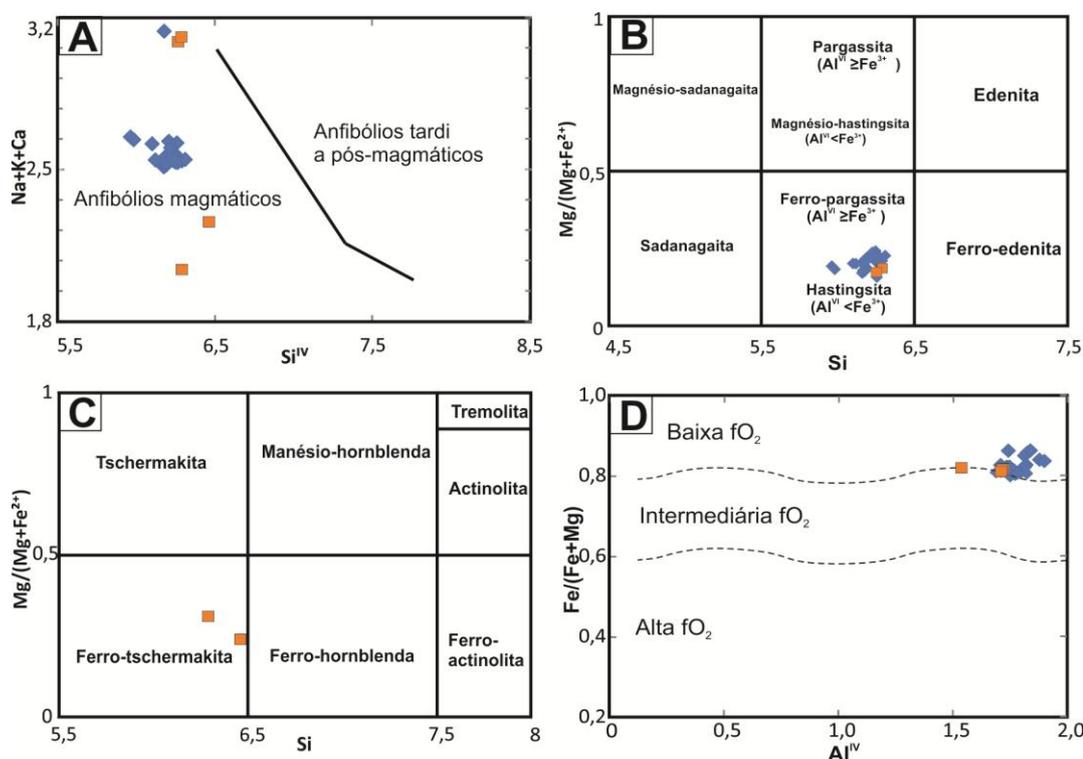


Figura 7. Diagramas químicos para classificação de anfibólios. A) Diagrama Si^{IV} x (Na + K + Ca) com os campos de Czamanske & Wones (1973); B) e C) Diagramas para classificação de

cristais de anfibólios de Leake *et al.* (1997); D) Diagrama $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$, com os campos de fO_2 segundo Anderson & Smith (1995). Símbolos como na figura 3.

*Figure 7. Chemical diagrams of amphibole classification. A) $Si^{IV} \times (Na + K + Ca)$ diagram, with fields after (Czamanske e Wones, 1973); B) and C) Diagram for the classification of amphiboles crystals according to Leake *et al.* (1997); D) $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$ diagram with fO_2 fields after Anderson & Smith (1995). Symbols as figure 3.*

3.2.3 Cloritas

Para a clorita foram realizadas análises em 7 cristais (Tab. 3). Os cristais de clorita analisados são caracterizados por elevados teores de ferro (cloritas não oxidadas), com $[Fe/Fe+Mg]$ variando entre 0,77 e 0,80, sendo classificadas, de acordo com Bailey (1980), como chamosita.

A temperatura de formação da clorita nos granitos estudados, calculada a partir da equação proposta por Jowett (1991), forneceu resultados de 505 e 566 °. Estes dados podem ser interpretados como sendo a estimativa da temperatura na qual ocorreram alterações hidrotermais, no estágio *subsolidus*, que geraram a clorita a partir da desestabilização de minerais ferromagnesianos primários.

3.2.4 Feldspatos

Foram realizadas análises em 16 fenocristais de plagioclásio, e 4 fenocristais de feldspato alcalino, e os dados representativos são mostrados na tabela 4.

Os fenocristais de plagioclásios mostram composição variando de oligoclásio a andesina (Fig. 8A), com teores de anortita variando de $An_{17-39\%}$. Foram realizados cinco perfis (núcleo-borda) em fenocristais de plagioclásio. Todos os perfis analisados demonstram enriquecimento em sódio, e empobrecimento em cálcio do núcleo para a borda (zoneamento ígneo tipo normal). O conteúdo de BaO varia de 0% a 0,823 %.

Os feldspatos alcalinos analisados mostram composição variando de $Or_{59}An_0Ab_{41}$ a $Or_{92}An_0Ab_{08}$. O teor de BaO dos feldspatos alcalinos analisados varia de 0,5 a 1,8%.

3.2.5 Minerais Opacos

Para os minerais opacos foram realizadas análises em 05 cristais (Tab. 5). Os minerais opacos identificados nos granitos do Plúton Pilõezinhos são, essencialmente, ilmenita (Fig. 8B). Cristais de magnetita ocorrem de forma isolada, de modo que em apenas uma análise (Fig. 8B) foi encontrada composição característica desse mineral. Ela apresentou baixo conteúdo de titânio ($TiO_2 < 0,016$), cromo ($Cr_2O_3 < 0,078$) e vanádio ($V_2O_3 < 0,03$).

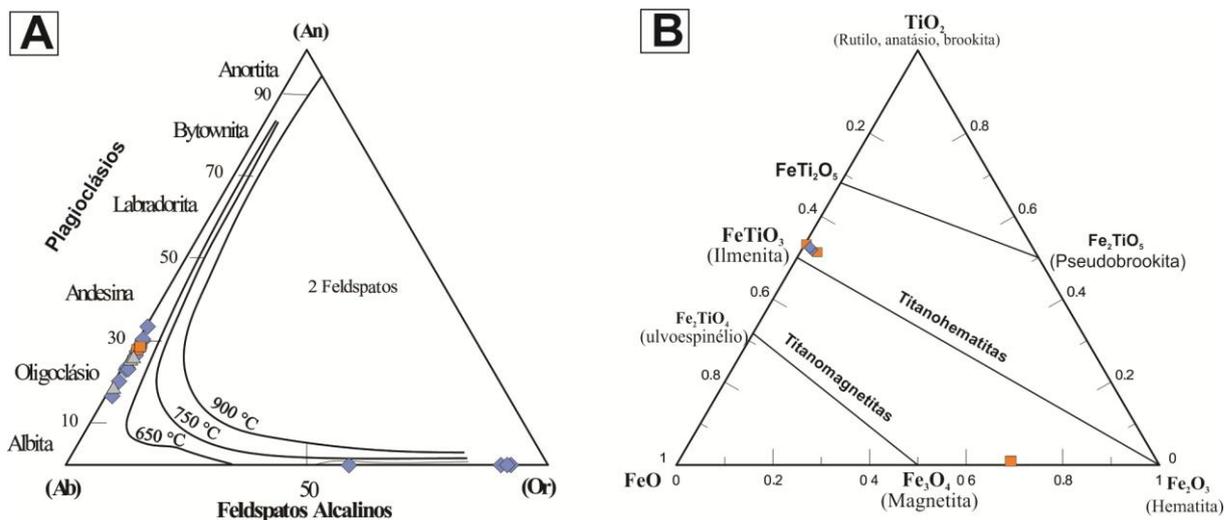


Figura 8. Diagramas químicos para classificação dos feldspatos e óxidos estudados. A) Diagrama ternário An-Ab-Or para classificação dos feldspatos estudados (modificado de Deer *et al.*, 1992); B) Diagrama ternário $Fe_2O_3 \times TiO_2 \times FeO$ para os óxidos estudados (adaptado a partir de Buddington & Lindsley, 1964). Símbolos como na figura 3.

Figure 8. Chemical diagrams for feldspars and oxides classification. A) Ternary diagram An-Ab-Or for classification of the studied feldspar (modified by Deer *et al.*, 1992); B) Ternary diagram $Fe_2O_3 \times TiO_2 \times FeO$ for the classification of the studied oxides (adapted from Buddington & Lindsley, 1964). Symbols as figure 3.

3.2.6 Titanita

Foram realizadas análises em 4 cristais de titanita e os dados representativos são mostrados na tabela 6. Os cristais de titanita do grupo I nos granitos estudados ocorrem euédricos a subédricos inclusos em fases minerais posteriores, apresentam conteúdo de CaO entre 23% e 26%, e de TiO_2 entre 33% a 34%. As titanitas do grupo I apresentam valores de Al_2O_3 entre 3,6% a 4,0 %, típicos dos tipos magmáticos, ao passo que os cristais secundários

geralmente apresentam conteúdo de $\text{Al}_2\text{O}_3 > 6\%$ (Tulloch, 1979; Enami *et al.*, 1993). Os teores de ETR (Fig. 9A) são baixos e os padrões normalizados para valores do condrito de Evesen *et al.* (1978) mostram grande variação, interpretada com resultante do baixo conteúdo de ETRL, bastante inferior ao conteúdo de ETR observado nas allanitas analisadas (Fig. 9B). Os baixos teores de ETRL observados sugerem que titanita foi uma fase cristalizada precocemente em relação às allanitas.

3.2.7 Allanita

Foram realizadas análises em 11 cristais de allanita e os dados representativos são mostrados na tabela 6. Grande parte dos cristais de allanita estudados, como sugerido por feições petrográficas, mostra certo grau de metamictização, fato refletido pelos baixos valores dos totais analíticos ($< 93\%$), o que dificulta o cálculo da fórmula estrutural de forma eficaz. No geral, apresentam conteúdo de SiO_2 variando entre 11,5 e 33,3, CaO entre 5 e 14,5% e FeO entre 5 e 22,2%. As análises de ETR nas allanitas do Plúton Pilõezinhos revelaram, em grande parte, conteúdo de $(\text{ETR})^T$ variando de 12,7 a 35,5 % em óxido, com três amostras apresentando baixos teores de SiO_2 , CaO e FeO , e elevados valores de $(\text{ETR})^T$ (54,5 a 67% de óxido). Os padrões de ETR são bastante fracionados (Fig. 9B), com picos em Ce, Nd e Gd, e alta concentração de ETRL em relação aos ETRP.

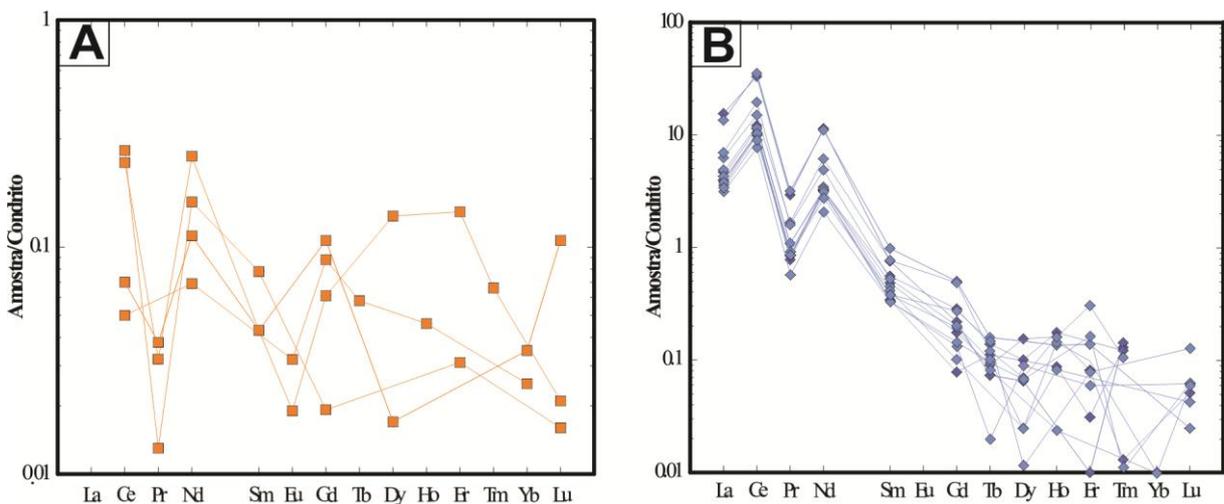


Figura 9. Padrões de ETR normalizados para valores sugeridos por Evesen *et al.* (1978) para os principais minerais acessórios analisados. A) Padrão de ETR para as titanitas estudados; B) Padrão de ETR para as allanitas analisadas. Símbolos como na figura 3.

Figure 9. REE patterns normalized to the values suggested by Evensen et al. (1978) for the main analyzed accessory minerals. A) REE patterns for the studied titanites; B) REE patterns for the analyzed allanites. Symbols as figure 3.

3.3 Condições de cristalização

Com base nos dados petrográficos e de química mineral do Plúton Pilõezinhos, foram inferidas as condições físico-químicas (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio) da cristalização dos granitos.

3.3.1 Geotermômetro Anfibólio – Plagioclásio

Para o cálculo de temperatura, foi utilizado o geotermômetro de anfibólio-plagioclásio, a partir da calibração de Blundy & Holland (1990). Esse geotermômetro se baseia na presença de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio em rochas saturadas em sílica. Dessa forma, é feita uma correlação entre os conteúdos de Al^{IV} no anfibólio e de albita no plagioclásio, como função da temperatura. Essa calibração tem como referência as reações “edenita + 4 quartzo = tremolita + albita”, e “pargasita + 4 quartzo = hornblenda + albita”. O valor da temperatura obtido na equação proposta por Blundy & Holland (1990), é dada em °K com incerteza estimada em cerca de $\pm 75^{\circ}C$, para rochas saturadas em sílica que se situam no intervalo de temperatura entre 500 e 1100°C. A aplicabilidade desse geotermômetro é definida pela coexistência de anfibólio com $Si < 7,8$ pfu (números de átomos por fórmula) e plagioclásio com conteúdo de An $< 92\%$, ambas condições atendidas para os granitos estudados. Assim, as temperaturas de cristalização calculadas para os granitos do Plúton Pilõezinhos variam entre 745 e $795 \pm 75^{\circ}C$ (Tabela 7).

3.3.2 Geobarômetro Alumínio Total em hornblenda

O cálculo da pressão baseado no conteúdo de alumínio total em cristais de hornblenda foi inicialmente formulado através de equações empíricas por Hammarstrom & Zen (1986), e Hollister *et al.* (1987). Posteriormente esse geotermômetro foi calibrado para a assembleia quartzo + K-feldspato + plagioclásio + hornblenda + biotita + titanita + melt + fluído (Johnson & Rutheford, 1989; Thomas & Ernst, 1990; Schmidt, 1992). A equação proposta

por Schmidt (1992), no entanto, não é adequada às rochas graníticas do Plúton Pilõezinho, devido ao fato dessas apresentarem uma faixa de temperatura mais alta do que esperado em rochas estudadas nessa calibração (655 – 700°C). Dessa forma, foi utilizada a calibração de Anderson & Smith (1995), que leva em consideração um valor de correção de temperatura para que a equação se adeque as temperaturas de cristalização mais elevadas de rochas graníticas, onde pode haver acréscimo de Al^{IV} na hornblenda, ou sob condições de baixa fugacidade de oxigênio. Segundo o geobarômetro de Anderson & Smith (1995), a pressão na qual os granitos estudados foram cristalizados, varia de 4,28 a $5,95 \pm 0,6$ Kbar (Tab. 7). Os valores da pressão, considerados baixo a médio, podem ser explicados pelas estruturas de transcorrência associadas ao plúton, onde o magma granítico ascenderia com relativa facilidade ao longo de condutos verticalizados através de encaixantes aquecidas, até um nível mais alto da crosta.

3.3.3 Geotermometria de saturação em Zr

Esse geotermômetro se baseia no princípio de que o coeficiente de partição do zircônio (Kd_{Zr}) em magmas félsicos crustais é função da temperatura (Watson, 1979; Watson & Harrison, 1983; 1984). Dessa forma, pode ser usada o teor em Zr na rocha, para se estimar a temperatura de cristalização do zircão em líquidos saturados em Zr (Watson, 1987), porém algumas condições são necessárias para a utilização desse geotermômetro: temperatura entre 700° C a 1000°C, cristalização precoce de zircão, diminuição dos teores de zircônio em rochas sucessivamente mais diferenciada, como evidenciada através da correlação negativa entre Zr e T (°C), e Zr e SiO_2 (Lima *et al.*, 2015b), e valor da razão $[(Na+K+2Ca)/(Si*Al)]$ entre 0,9-1,7 (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1987). Nos granitos estudados, as temperaturas baseada na saturação do Zr (Lima *et al.*, 2015b) são mais elevadas (872°C a 1004°C) (Fig. 10A) que aquelas obtidas pelo geotermômetro anfibólio-plagioclásio. Como o zircão é uma das fases mais precoces na cristalização do magma, é esperado que este geotermômetro forneça temperaturas mais elevadas, as quais podem ser interpretadas como a temperatura mínima da líquidos.

3.3.4 Fugacidade de Oxigênio

A fugacidade de oxigênio de um magma é um parâmetro relacionado com a sua fonte (Loiselle & Wones, 1979; Gill, 1981; Wones, 1989; Ishihara, 1998), e dependente da pressão e temperatura (Wones, 1989), exercendo importante controle na assembleia e composição

química dos minerais em rochas ígneas (Abbott & Clarke, 1979; Abott, 1985). O alto conteúdo de ferro observado nos cristais de biotita e anfibólio do Plúton Pilõezinhos é típico de cristalização em condições de baixa fO_2 , comprovado pela presença de ilmenita primária. A fO_2 dos granitos estudados foi quantificada a partir da equação proposta por Wones (1989), que representa a reação hedenbergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo em função da fO_2 , P e T. O valor da fO_2 obtido por essa equação varia de 10^{-16} a 10^{-19} , sugerindo que o magma granítico cristalizou abaixo do tampão FMQ no diagrama Log fO_2 versus Temperatura (Fig. 10B), corroborando assim para cristalização em condições de baixa fugacidade como indicada pela composição dos minerais máficos deste Plúton.

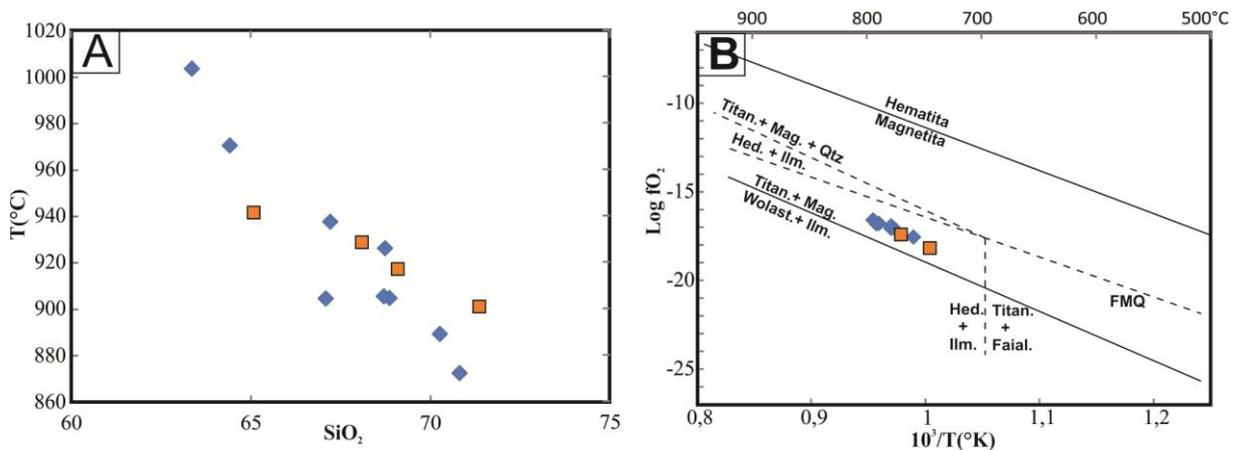


Figura 10. Parâmetros físicos envolvidos na evolução magmática dos granitos estudados. A) Diagrama Si x T(°C) para os granitos estudados com base nos valores de zircônio (Watson & Harrison, 1983); B) Fugacidade de oxigênio dos granitos estudados quantificada através do diagrama Log fO_2 versus $10^3/T(k)$ (Wones, 1989). Símbolos como na figura 3.

Figure 10. Physical parameters involved in the magmatic evolution of the studied granites. A) Diagram Si x T(°C) for the studied granites based on Zr whole rocks contents (Watson & Harrison, 1983); B) Log fO_2 versus $10^3/T(k)$ diagram to evaluate the oxygen fugacity of the studied granites. Symbols as figure 3.

4 Discussão dos resultados

Os dados de campo sugerem que os granitos do Plúton Pilõezinhos foram intrudidos em sítios extensionais, associados à movimentação sincrônica da ZCRP de direção E-W e cinemática dextral, e da Zona de Cisalhamento Matinhas de direção NE-SW e cinemática

sinistral. A continuidade no processo deformacional, demonstrada por feições de campo (foliação magmática e trama S-C) e microfeições de deformação (zoneamento ígneo, textura *chessboard* em quartzo, intercrescimento mirmequitico e fraturas), juntamente com as direções das foliações paralelas a ZCRP, caracterizam esse plúton como sin-transcorrente, feição bastante observada no Domínio Transversal da Província Borborema (Neves *et al.*, 2006).

As composições mineralógicas de ambas as fácies petrográficas são semelhantes, divergindo apenas nas proporções modais e texturas observadas. Os feldspatos alcalinos são representados por cristais de microclínio e pertita, enquanto os feldspatos calcossódicos variam em composição de oligoclásio a andesina. A biotita apresenta altos valores de ferro, é rica na molécula de siderofilita e apresenta assinatura química semelhante às observadas em cristais de biotita originados a partir de magmatismo alcalino anorogênico (granitos) e cálcio-alcalino (enclaves) (Abdel-Rahman, 1994), concordando com o caráter alcalino do Plúton Pilõezinhos evidenciado na química de rocha total (Lima *et al.*, 2015a). Os cristais de anfibólio analisados são enriquecidos em ferro e mostram composição variando de hastingsita a Fe-tchermakita, inclusive com razões de Fe# semelhantes às observadas na química de rocha total (Lima *et al.*, 2015a). A mineralogia acessória compreende titanita, zircão, apatita, ilmenita, magnetita e allanita.

A composição dos principais minerais máficos do Plúton Pilõezinhos é caracterizada pelo enriquecimento em ferro, sugerindo que o magma progenitor evoluiu sob condições redutoras, fato corroborado pela projeção desses granitos abaixo do tampão FMQ no diagrama Log fO_2 versus T, e pela presença ilmenita primária, que em granitos tipo-A sugere evolução sob condições de baixa fO_2 (King *et al.*, 1997). O conteúdo de Al^T obtido em hornblenda sugere, a partir do geobarômetro de Schmidt (1992), que a pressão de cristalização dos granitos estudados oscilou entre 4,28 e 5,95 Kbars. O geotermômetro de Blundy & Holland, (1990), utilizado para determinação das temperaturas de cristalização, forneceu temperaturas variando de 745 a 795 °C. As temperaturas calculadas com base na saturação de Zr desses granitos segundo os procedimentos de Watson & Harrison (1983) e Watson (1987) variam de 872,4 a 1003,7°C, superiores àquelas obtidas pelo geotermômetro anfibólio – plagioclásio, sendo interpretadas como temperaturas estimadas para a líquidus do magma.

A ação de fluidos tardios induzindo a assembleia mineral pré-formada a um reequilíbrio em estágio subsolidus (alteração hidrotermal) foi evidenciado pela presença de clorita, resultante da desestabilização dos minerais ferromagnesianos primários, sericitização de plagioclásio, intercrescimento mirmequitico demonstrado na petrografia, e biotitas, ainda

que em pequena quantidade, com baixo conteúdo de TiO_2 , e alto conteúdo de $[\text{FeO} + \text{MnO}]$ (biotitas reequilibradas), além da presença das finas coroas de titanita em minerais opacos. Estas alterações ocorreram provavelmente em condições de temperatura entre 505 e 566 °C, como indicado pelo geotermômetro da clorita proposto por Jowett (1991).

A análise de ETR nos principais minerais acessórios, aqueles que apresentam maior percentagem modal, confirmou que a allanita é o mineral que mais contém ETR nos granitos estudados. A presença de zonação nessas allanitas, assim como em K-feldspatos e plagioclásio, sugere que cristalização fracionada foi um processo importante durante a evolução magmática dos granitos do Plúton Pilõezinhos.

A composição mineralógica, o contexto estrutural e o enriquecimento em ferro dos principais minerais máficos do Plúton Pilõezinhos, além da presença de ilmenita primária, são feições semelhantes às descritas em granitos tipo-A aluminosos por King *et al.* (1997) na Faixa Dobrada de Lachlan no sudeste da Austrália. King *et al.* (1997) sugerem que a temperatura de saturação de Zr em granitos tipo-A aluminosos, é relativamente mais elevada que em outros tipos de granitos e, que o enriquecimento em Zr e outros HFSE observados em granitos tipo-A resulta da dependência do coeficiente de partição destes elementos com a temperatura. O modelo petrogenético sugerido por King *et al.* (1997) para granitos tipo-A aluminosos, baseia-se na derivação a partir de fusão parcial de material infracrustal. Os granitos do Plúton Pilõezinhos mostram elevados teores de HFSE e assinatura química características de rochas derivadas a partir da fusão de material infracrustal (Lima *et al.*, 2015a).

5 Conclusões

O Plúton Pilõezinhos é composto por granitos que foram subdivididos em duas fácies petrográficas principais: fácies 1 – sienogranito grosso porfirítico, contendo raros enclaves dioríticos e xenólitos das encaixantes; e fácies 2 - monzogranitos equigranulares de granulção fina.

As feições mineralógicas, químicas e estruturais presentes nesses granitos são semelhantes às de granitos tipo-A₂ ou “tipo-A aluminoso”. Essas incluem: contexto extensional associado à intrusão, biotita rica em ferro, anfibólios hastingsíticos, e presença de allanita, titanita e ilmenita primária como minerais acessórios.

O estudo de química mineral, associado aos dados de campo e petrografia, permitiu estabelecer os parâmetros físico-químicos associados às condições de cristalização do magma granítico estudado. Esses dados evidenciaram que:

- i) As condições em que os granitos cristalizaram foram caracterizadas por temperaturas no intervalo de 745 a cerca de 1000°C (geotermômetro anfibólio – plagioclásio e geotermômetro do Zr), e pressão variando de 4,28 a 5,95 Kbar (geobarômetro Al^T em hornblendas);
- ii) A fugacidade de oxigênio calculada situou-se abaixo do tampão FMQ;
- iii) Houve atuação de fluidos tardios gerando uma mineralogia secundária, sobre condições de temperaturas variando de 505 a 566 °C (geotermômetro da clorita);
- iv) Cristalização fracionada foi um processo importante e talvez dominante durante a evolução magmática do Plúton Pilõezinhos.

Referências bibliográficas

- Abbott, J.R.N. 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, 23: 553–561.
- Abbott, J.R.N. & Clarke, D.B. 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al₂O₃–FeO–MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H₂O) = 1. *Canadian Mineralogist*, 17: 549–560.
- Abdel-Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and Peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.
- Almeida, F.F.M., Leonardos, O.H. & Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: PROCEEDINGS OF THE SYMPOSIUM ON NORTHEASTERN SOUTH AMERICA GRANITES, Recife, IUGS/UNESCO, p. 41
- Almeida, F.F.M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. Atas, SBG, 1977, p. 363-391.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Bailey, S.W. 1980. Summary of recommendations of the AIPEA Nomenclature Committee. *American Mineralogist*, 65: 1-7.
- Blundy, J. & Holland, T. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.
- Brito Neves, B.B. 1995. Crátons e faixas móveis. *Boletim de Geociências da USP*, 1: 1-187.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C. & Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectiva. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 279-296.
- Buddington, A.F. & Lindsley, H.D. 1964. Iron-Titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2): 310-357.
- Czamanske, G.K. & Wones, D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation: Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14: 349-380

- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R. & Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 221-228.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed., Harlow, Longman, 696p.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. & Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5: 219-231.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. & O'Nions, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. & Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 439-455.
- Gill, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 392p
- Guimarães, I.P. & Bittar, S.M.B. 2011. Mapa Geológico – Folha Guarabira SB.25-Y-A-V. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Geology Review*, 40: 500-527.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Melo, E.B., Araújo, J.M.M. & Sales, A. 1998. Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb zircon ages of the Brasileiro granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, Northeastern Brazil. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 2., 1998, Córdoba. Anais, p. 300-301.
- 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) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135(1-2): 23-53.
- Guimarães, I.P., Bittar, S.M.B. & Da Silva, J.M.R. 2008. Mapa Geológico – Folha Solânea SB.25-Y-A-IV. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil - CPRM
- Hackspacher, P.C., Santos, T.J.S. & Lafon, J.M. 1991. Evolução geocronológica do complexo gnaissico-migmatítico do NW Ceaii. *In: XIV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, Recife, *Anais*: 268-271.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Hollister, L.S., Grisson, G., Peters, E.K., Stowell, H.E. & Sisson, V.B. 1987. Confirmations of empirical correlation of Al in hornblende pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Ishihara, S. 1998. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology*, 48(4): 219-224.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long valley Caldera, California volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/ SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)*, Program with Abstracts 16, A62.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. & Allen, C. M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371-391.

- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(5): 581 - 589
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, C. & Kato, A. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037.
- Lima, J.V., Guimarães, I.P. & Santos, L. 2015a. Caracterização geoquímica do Plúton Pilõezinhos, Província Borborema, NE Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 15., 2015, Brasília. Anais do XV CBGq, SBGq.
- Lima, J.V., Guimarães, I.P., Santos L., Farias, D.J. & Victor, J. 2015b. Química mineral e condições de cristalização dos granitos tipo-A₂ intrudidos na Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos / Província Borborema: Plúton Pilõezinhos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 26., 2015, Natal. Palestras e Resumos, SBG, p. 137.
- Loiselle, M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts*, 11: 468.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitos. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris*, 301: 810–818.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. & Ohoud, M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337: 1415-1420.
- Neves, S.P. & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large- Scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21: 1369 - 1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A. & Feraud, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99: 1 - 32.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R. & Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197-216.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Sial, A.N. 1986. Granites -Type in Northeast Brazil: Current Knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 54 - 72.
- Silva, J.M.R. & Mariano, G. 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, 42: 86 – 95.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Dantas, E., Armstrong, R., Concentino, L. & Lima, D. 2013. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55 (10): 1280-1299.
- Streckeisen, A.L. 1976. Classification and nomenclature of igneous rocks: *Earth-Science Reviews*, 12: 1-35.

- Thomas, W.M., & Ernst, W.G. 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. *Fluid-mineral interactions: A tribute to H. P. Eugster. Geochemical Society Special Publication*, 2: 59-63.
- Tulloch, A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69: 105-117.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hachspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267 – 288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. *Proterozoic Society of London, Special Publication*, 294: 69 – 99.
- Vaucher, A. & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco Shear Zone, northeast Brazil. *Geology*, 20: 1007 - 1010.
- Vernon, R.H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 979 – 985.
- Watson, E.B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and application to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 407–419.
- Watson, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: HUTTON CONFERENCE OF THE ORIGIN OF GRANITES, 4., 1987, Edinburgh. Anais: 209-211.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295 - 304.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1984. Accessory phases and the geochemical evolution of crustal magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 19 - 30.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in Granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744-749.
- Williams, C.T. 1996. Analysis of rare earth minerals. In: Jones, A.P., Wall, F., Williams, C.T (Ed.). *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits*. London, Chapman and Hall, p. 327-348.

Tabela 1. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Biotita/Amostras representativas.

Table 1. Chemistry composition and cationic proportions (O=24) – Biotite/Representative samples.

PP	Enclaves		Granito - Fácies 2				Granito - Fácies 1			
Amostra	Jm9.3	Jm9.8	Jm17c.1	Jm17c.2	Jm17c3	Jm17c4	Jm4.5	Jm18.2	Jm18.6	Jm18.9
SiO ₂	36,50	36,71	34,79	35,56	34,36	34,78	35,12	33,66	34,25	34,32
TiO ₂	2,72	2,67	2,53	2,29	2,46	2,38	2,66	3,14	3,19	2,79
Al ₂ O ₃	16,68	16,83	13,91	14,35	14,37	14,20	15,34	16,06	15,91	15,91
FeO	16,64	17,84	29,90	29,12	29,94	29,83	25,86	28,10	28,31	28,18
MnO	0,42	0,32	0,42	0,43	0,48	0,48	0,33	0,38	0,47	0,39
MgO	11,53	9,41	4,55	4,54	4,55	4,69	5,92	4,03	4,02	4,06
CaO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,06	0,12	0,14	0,02	0,04	0,11	0,12	0,11	0,07	0,05
K ₂ O	10,05	9,57	9,39	9,60	9,40	9,28	9,32	9,92	9,48	9,54
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11
BaO	0,06	0,11	0,36	0,23	0,25	0,22	0,28	0,17	0,27	0,34
F	2,19	2,00	1,41	1,14	1,38	1,38	1,65	1,20	1,24	1,26
Cl	0,01	0,03	0,27	0,21	0,25	0,25	0,32	0,19	0,17	0,22
Cr ₂ O ₃	0,12	0,14	0,00	0,17	0,01	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,01	0,07	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,04
Li ₂ O	0,92	0,98	0,43	0,65	0,31	0,43	0,53	0,11	0,28	0,30
H ₂ O	2,95	2,99	3,01	3,20	3,01	3,03	2,94	3,12	3,14	3,10
Subtotal	100,84	99,74	101,19	101,57	100,82	101,15	100,45	100,23	100,80	100,60
O=F=Cl	0,92	0,85	0,66	0,53	0,64	0,64	0,77	0,55	0,56	0,58
Total	99,92	98,89	100,54	101,00	100,18	100,50	99,68	99,68	100,24	100,00
Si	5,48	5,57	5,57	5,61	5,52	5,56	5,54	5,40	5,45	5,47
Al ^{IV}	2,52	2,42	2,43	2,38	2,48	2,44	2,45	2,58	2,55	2,52
Al ^{VI}	0,43	0,59	0,20	0,29	0,25	0,23	0,39	0,44	0,43	0,47
Ti	0,30	0,30	0,30	0,27	0,29	0,28	0,31	0,38	0,38	0,33
Cr	0,01	0,017	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,08	2,26	4,00	3,85	4,02	3,99	3,41	3,77	3,76	3,76
Mn	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,05
Mg	2,58	2,13	1,08	1,07	1,09	1,12	1,39	0,96	0,95	0,96
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,56	0,60	0,28	0,41	0,20	0,28	0,33	0,07	0,18	0,19
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
K	1,92	1,85	0,92	1,93	1,92	1,90	1,87	2,03	1,92	1,94
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
OH	2,96	3,03	3,21	3,37	3,23	3,23	3,09	3,34	3,33	3,30
F	1,03	0,96	0,71	0,57	0,70	0,70	0,78	0,60	0,62	0,63
Cl	0,00	0,01	0,07	0,05	0,07	0,07	0,04	0,05	0,04	0,06
Cations ^T	20,00	19,85	19,93	19,94	19,88	19,91	19,95	19,76	19,74	19,76
Fe#	0,45	0,51	0,78	0,78	0,79	0,78	0,72	0,79	0,80	0,79

Tabela 2. Composição química e proporções catiônicas (O=23) – Anfibólio/Amostras representativas.

Table 2. Chemistry composition and cationic proportions (O=23) – Amphibole /Representative samples

PP	Fácies 2				Fácies 1			
	Jm17c	Jm17c2	Jm17c3	Jm17c4	Jm28.1	Jm28.2	Jm29.9	Jm29.11
Amostra								
SiO ₂	39,52	40,99	39,83	39,46	38,31	38,86	39,97	40,18
TiO ₂	1,30	1,55	1,83	1,75	1,02	1,35	1,26	1,66
Al ₂ O ₃	10,82	10,18	10,79	10,51	11,54	11,38	11,99	11,68
Fe ₂ O ₃	0,00	9,17	14,34	0,00	4,46	7,74	5,18	5,34
FeO	27,00	27,20	26,97	26,28	23,31	21,93	22,48	22,29
MnO	0,68	0,72	0,65	0,62	0,53	0,47	0,60	0,55
MgO	3,25	3,33	3,54	3,42	2,43	2,67	3,26	3,47
CaO	13,52	8,72	7,29	13,18	10,54	10,36	10,82	10,69
Na ₂ O	1,39	1,45	1,46	1,66	1,27	1,27	1,32	1,41
K ₂ O	1,81	1,69	1,77	1,76	1,80	1,76	1,77	1,69
BaO	0,03	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,73	0,76	0,80	0,67	0,23	0,47	0,25	0,28
Cl	0,25	0,29	0,29	0,32	0,30	0,32	0,35	0,32
H ₂ O	1,48	1,47	1,45	1,49	1,65	1,58	1,71	1,71
Subtotal	101,79	99,27	98,10	101,27	97,38	100,15	100,96	101,28
O=F=Cl	0,36	0,39	0,40	0,35	0,17	0,27	0,19	0,19
Total	101,43	98,89	97,70	100,91	97,22	99,88	100,78	101,09
Si	6,26	6,46	6,29	6,27	6,26	6,17	6,25	6,25
Al ^{IV}	1,73	1,53	1,71	1,72	1,74	1,82	1,74	1,74
Al ^{VI}	0,28	0,35	0,30	0,24	0,48	0,30	0,46	0,40
Ti	0,15	0,18	0,21	0,21	0,12	0,16	0,15	0,19
Fe ³⁺	0,00	1,08	1,70	0,00	0,54	0,92	0,61	0,62
Fe ²⁺	3,58	2,49	1,86	3,49	3,18	2,91	2,94	2,90
Mn	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07
Mg	0,77	0,78	0,83	0,81	0,59	0,63	0,76	0,80
Ca	2,29	1,47	1,23	2,24	1,84	1,76	1,81	1,78
Na	0,43	0,44	0,45	0,51	0,40	0,39	0,40	0,42
K	0,36	0,34	0,35	0,35	0,37	0,35	0,35	0,33
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,36	0,38	0,40	0,33	0,12	0,24	0,12	0,14
Cl	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08
OH	1,56	1,54	1,52	1,57	1,79	1,67	1,78	1,77
Cation ^T	17,97	17,25	17,04	17,96	17,62	17,51	17,56	17,54

Tabela 3. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Clorita/Amostras representativas.

Table 3. Chemical composition and cationic proportions (O=24) – Chlorite/Representative samples.

PP	Fácies 1						
Amostra	Jm11.1	Jm11.2	Jm11.3	Jm11.4	Jm11.5	Jm11.6	Jm11.7
SiO ₂	23,18	25,73	24,15	23,84	23,43	24,54	23,80
TiO ₂	0,16	0,06	0,00	0,04	0,11	0,23	0,16
Al ₂ O ₃	21,05	18,25	20,54	20,27	20,81	19,02	19,65
Fe ₂ O ₃	19,93	20,85	20,01	20,29	20,25	20,22	19,67
FeO	20,36	20,57	20,09	19,37	19,77	20,83	20,90
MnO	0,39	0,26	0,32	0,31	0,30	0,26	0,32
MgO	5,23	6,26	5,97	5,64	6,16	5,93	6,25
CaO	0,00	0,37	2,60	0,50	0,00	0,00	0,82
Na ₂ O	0,30	0,06	0,01	0,07	0,03	0,09	0,10
K ₂ O	0,14	0,04	0,04	0,06	0,01	0,04	0,05
F	0,24	0,26	0,20	0,20	0,25	0,16	0,26
Cl	0,13	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
H ₂ O	10,93	9,40	8,07	11,50	10,90	10,50	10,00
O=F=Cl	0,13	0,11	0,08	0,09	0,11	0,07	0,11
Total	101,09	102,04	101,99	102,06	101,98	101,96	101,97
Si	4,17	4,55	4,23	4,30	4,20	4,42	4,26
Al ^{IV}	3,82	3,44	3,76	3,69	3,79	3,57	3,73
Al ^{VI}	0,94	0,61	0,75	0,90	0,89	0,71	0,68
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Fe ³⁺	2,70	2,77	2,64	2,75	2,73	2,74	2,65
Fe ²⁺	3,06	3,04	2,94	2,92	2,97	3,13	3,13
Mn	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05
Mg	1,40	1,65	1,56	1,51	1,65	1,59	1,67
Ca	0,00	0,07	0,49	0,09	0,00	0,00	0,15
Na	0,21	0,04	0,01	0,05	0,02	0,07	0,07
K	0,06	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02
F	0,27	0,30	0,22	0,23	0,29	0,18	0,29
Cl	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
OH	15,64	15,69	15,78	17,75	15,70	15,79	15,70
Cations ^T	32,48	32,27	32,48	32,34	32,35	32,37	32,47
Fe#	0,80	0,78	0,78	0,78	0,77	0,78	0,77

Tabela 4. Composição química e proporções catiônicas (O=24) – Feldspatos/Amostras representativas. Legenda: C = centro; B = borda

Table 4. Chemical composition and cationic proportions (O=24) – Feldspars /Representative samples. Subtitle: C = center; B = border

PP	Enclaves (Plagioclásio)		Fácies 2 (Plagioclásio)		Fácies 1 (Plagioclásio)			Fácies 1 (Feldspato alcalino)		
	Jm9b.1	Jm9b.2	Jm17c.1	Jm17c.2	Jm4.2	Jm28.1	Jm28.1	Jm29.1	Jm4.2	Jm4.3
Amostras	-	-	-	-	-	B	C	-	-	-
Posição	-	-	-	-	-	B	C	-	-	-
SiO ₂	63,47	63,12	63,21	60,70	61,08	63,31	61,14	64,36	65,59	63,38
Al ₂ O ₃	22,88	23,17	23,25	24,27	24,35	22,99	23,83	19,00	19,20	18,67
FeO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,01
CaO	3,72	5,51	5,22	5,48	3,26	4,07	5,19	0,00	0,00	0,00
BaO	0,09	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	1,80	0,55	0,89
Na ₂ O	9,39	9,29	7,52	8,39	8,52	8,81	9,35	0,89	4,53	0,94
K ₂ O	0,22	0,24	0,19	0,24	0,18	0,15	0,22	15,61	9,80	15,30
*	0,03	0,03	0,07	0,16	0,14	0,04	0,00	0,00	0,15	0,12
Total	99,80	101,07	99,50	99,31	99,67	99,40	99,75	101,73	99,92	99,32
Ab	80,98	74,35	71,40	72,45	81,58	78,93	75,62	7,97	41,26	8,54
An	17,75	24,36	27,38	26,16	17,29	20,14	23,21	0,00	0,00	0,00
Or	1,26	1,28	1,21	1,38	1,12	0,91	1,15	92,02	58,73	91,45

Tabela 5. Composição química – Óxido/Amostras representativas.

Table 5. Chemical composition – Oxide/Representative samples.

PP	Fácies 1		Fácies 2		
Amostras	Jm11.1	Jm11.2	Jm17.1	Jm17.2	Jm17.3
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,10	0,05	0,04	0,01
TiO ₂	50,36	49,64	0,01	51,84	49,21
FeO	43,45	42,83	26,40	44,31	42,42
Fe ₂ O ₃	2,68	1,19	60,31	0,70	2,78
MgO	0,01	0,04	0,40	0,02	0,04
MnO	2,45	2,34	0,00	2,81	2,35
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,41	0,39	0,03	0,36	0,38
OH	0,58	2,36	13,86	0,00	2,53
Total	99,97	98,93	101,07	100,09	99,74

Tabela 6. Composição química (O=24) – Allanita e Titanita/Amostras representativas.
Legenda: C=centro; B=borda

Table 6. Chemical composition (O=24) –Allanite and Titanite/Representative samples.

Subtitle: C=center; B= border

PP	Allanita – Fácies 1					Titanita – Fácies 2		
	Jm11.1	Jm11.2	Jm11.6	Jm4.3	Jm4.5	Jm17.1	Jm17.2	Jm17.3
Amostra								
Posição	C	B	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	27,22	1,66	2,89	20,93	32,85	30,21	29,18	30,03
Al ₂ O ₃	12,49	0,66	1,10	6,97	16,16	4,06	3,87	3,66
F	0,66	7,85	7,46	3,50	0,17	1,61	1,78	1,74
TiO ₂	1,49	0,77	0,38	1,57	0,60	33,60	34,34	33,24
CaO	7,74	4,86	5,75	7,70	12,25	26,50	26,72	23,87
FeO	11,52	1,07	1,34	5,02	9,36	1,30	1,16	1,31
OH	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,12	2,59	5,07
Total	60,86	13,58	15,80	44,24	71,35	99,4	99,73	98,92
Si	6,75	3,39	4,45	7,27	6,78	4,72	4,53	4,55
Al	3,65	1,59	1,99	2,85	3,93	0,73	0,69	0,68
F	0,51	16,28	14,44	3,31	0,11	0,76	0,83	0,78
Ti	0,27	1,18	0,45	0,41	0,09	3,87	3,95	3,67
Ca	2,05	10,61	9,47	2,86	2,71	4,35	4,38	3,75
Fe	2,39	1,83	1,72	1,46	1,61	0,16	0,15	0,16
OH	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,16	2,65	4,98
Cations ^T	15,65	34,90	32,54	18,19	15,26	16,86	17,31	18,69
Ho ₂ O ₃	0,08	0,00	0,00	0,08	0,09	0,00	0,04	0,00
Er ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,14
Tm ₂ O ₃	0,13	0,14	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Lu ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,10	0,00	0,02
PbO	0,02	0,00	0,00	0,06	0,21	0,06	0,00	0,12
Sm ₂ O ₃	0,34	0,75	1,34	0,53	0,11	0,04	0,00	0,04
Eu ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Gd ₂ O ₃	0,08	0,21	0,42	0,20	0,00	0,10	0,09	0,06
Tb ₂ O ₃	0,11	0,07	0,00	0,10	0,11	0,00	0,06	0,00
Dy ₂ O ₃	0,00	0,06	0,20	0,02	0,00	0,01	0,00	0,13
ThO ₂	0,73	1,51	3,70	1,36	0,71	0,00	0,00	0,00
La ₂ O ₃	4,64	15,4	11,56	7,00	2,48	0,00	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	12,05	32,93	26,18	19,62	6,70	0,07	0,05	0,23
Pr ₂ O ₃	1,08	2,92	2,24	1,60	0,48	0,04	0,00	0,03
Nd ₂ O ₃	3,16	11,32	8,74	4,91	1,60	0,11	0,07	0,25
UO ₂	0,04	0,05	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05
ETR ^T	22,52	65,40	54,48	35,56	12,62	0,58	0,37	1,18

Tabela 7. Dados de pressão e temperatura para os granitos estudados obtidos pelos métodos do Geobarômetro Al^T em Hornblendas e Geotermômetro Anfibólio – Plagioclásio.

Table 7. Pressure and temperature data for the studied granites, obtained by the Geobarometer Al^T in hornblende and Geothermometer using amphibole – plagioclase pair.

Plúton Pilõezinhos	Monzogranitos equigranulares de granulação fina		Sienogranito a monzogranito grosso porfírtico						
	T (± 75 °C)	770,21	745,04	759,31	789,3	778,90	794,52	778,66	791,56
P (± 0,6 Kbar)	4,62	4,86	5,95	4,80	5,15	5,01	5,98	4,28	5,54

III.2 Artigo 2

O artigo em questão foi intitulado “GEOCHEMICAL AND ISOTOPE CHARACTERIZATION OF THE GRANITIC MAGMATISM ALONG THE REMÍGIO - POCINHOS SHEAR ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL”, e submetido no periódico internacional de divulgação científica: Journal of South American Earth Sciences.

Submission Confirmation



Journal of South American Earth Sciences

Hoje 13:12

Você ▾

Research Paper

Dear Ms. Jefferson Lima,

We have received your article "GEOCHEMICAL AND ISOTOPE CHARACTERIZATION OF THE GRANITIC MAGMATISM ALONG THE REMÍGIO - POCINHOS SHEAR ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL" for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Journal of South American Earth Sciences [Contact us](#) [Help ?](#) [My EES Hub' available for consolidated users ... more](#)

[home](#) | [main menu](#) | [submit paper](#) | [guide for authors](#) | [register](#) | [change details](#) | [log out](#) Username: jefferson1901@hotmail.com Switch To: [Author](#) Go to: [My EES Hub](#) Version: EES 2016.5

Submissions Being Processed for Author Jefferson Lima

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display results per page.

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links		GEOCHEMICAL AND ISOTOPE CHARACTERIZATION OF THE GRANITIC MAGMATISM ALONG THE REMÍGIO - POCINHOS SHEAR ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL	Jul 07, 2016	Jul 07, 2016	Submitted to Journal

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display results per page.

GEOCHEMICAL AND ISOTOPE CHARACTERIZATION OF THE GRANITIC
MAGMATISM ALONG THE REMÍGIO - POCINHOS SHEAR ZONE, BORBOREMA
PROVINCE, NE BRAZIL

Jefferson V. de Lima^{1*}; Ignez de P. Guimarães²; Lucilene Santos^{1**}; José Victor A. Amorim^{1***}; Douglas José S. Farias^{1****}

1 – Geosciences Post-graduation Program, Technologic and Geosciences Center, Pernambuco Federal University, Recife, Pernambuco, Brazil. Email: *Jefferson1901@hotmail.com, **lucilene.santos01@gmail.com, ***zehantunes@gmail.com, ****douglasjsfarias@yahoo.com.br

2 – CNPq (Brazilian Research Council) Researcher; Geosciences Post-graduation Program, Technologic and Geosciences Center, Pernambuco Federal University, Recife, Pernambuco, Brazil. Email: ignez@ufpe.br

Abstract

Two granitoid plutons (Pilõezinhos and Curral de Cima) intruded along the Remígio - Pocinhos shear zone, eastern part of the Borborema Province. The Pilõezinhos granite was dated at 566 ± 3 Ma and 618 ± 5 Ma respectively. The granitoids from both plutons have distinct initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, expressed by $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, i.e. the granitoids of Pilõezinhos Pluton have lower $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (-15.47 to -15.81) and negative ϵHf ($t=570$ Ma) values (-16.0 to -18.6), while the granitoids of the Curral de Cima Pluton have $\epsilon\text{Nd}(t)$ values between -1.12 and -5.23 . The granitoids of the Curral de Cima Pluton are epidote bearing, magnesian calcalkaline I-type granitoids, crystallized under high $f\text{O}_2$ conditions. The granitoids of the Pilõezinhos Pluton are alkaline, low- $f\text{O}_2$, ilmenite-series granite intrusions, Ferroan, A_2 -type granitoids. The geochemical and isotopic signatures suggest that the magma of the Curral de Cima granitoids involved mixing/mingling at depth between crustal and mantle magmas, associated to decompression (lateral escape) during the convergent stage of Brasiliano/Pan/African orogeny, which lead the asthenosphere melts rise into the lower crust. The source of magma of the granitoids of the Pilõezinhos Pluton involved a strong crustal component with geochemical and isotopic signatures similar to the orthogneisses of the Serrinha Pedro Velho Complex, and small mantle component. The emplacement of the Pilõezinhos pluton is associated to extensional site during high-T shear event, developed by the synchrony movement of the Matinhas sinistral shear zone and Remígio - Pocinhos dextral shear zone.

Keywords: *Granitoids; Calc-alkaline; Alkaline; Ediacaran; Isotope geochemistry; U-Pb geochronology*

1. Introduction

Granitic magmatism is one of the main features associated to the Brasiliano (= Pan-African 0.65 - 0.55 Ga) in the Borborema Province, NE Brazil (Fig. 1A). The granitic magmatism is mainly associated to the development of E-W and NE- trending shear zones. According to their relationships with the shear zones, they are classified as early-, syn-, tardi- and post- transcurrent. Within the Borborema Province, the majority of them are syn-transcurrent (Neves et al., 2006).

Van Schmus et al. (1995) suggested that the E-W dextral sense, Patos and Pernambuco shear zones, divided the Borborema into three domains, later denominated subprovinces (Van Schmus et al., 2011): i) Northern, north of the Patos shear zone, ii) Transversal, between the Patos and Pernambuco shear zones and iii) Southern, south of the Pernambuco shear zones. Each subprovince was divided in many domains.

The EW- trending dextral sense Remígio - Pocinhos shear zone (Fig. 1B) has been interpreted as the east branch of the Patos shear zone and separated the Northern and Transversal subprovinces. In pre-drift reconstructions (Fig. 2), the Patos shear zone continues into East Nigeria (De Witt et al., 1998; Van Schmus et al., 2008) or into Cameroon where continues as Central Cameroon and Adamaoua shear zones (Nzina et al., 2010). The Remígio Pocinhos shear zone is associated with terminations of smaller scale shear zones of generally, sinistral kinematics sense and shows a southwest displacement direction, which gradually change to the south, defining geometry in half - negative - flower (Jardim de Sá, 1994). Many granitic plutons are emplaced along the Remígio Pocinhos shear zone.

Guimarães et al. (2004) based on mineral composition, geochemical signature and geochronological data, divided the granitoids from the Transversal subprovince of the Borborema Province into four groups: 1) Calc-alkaline granitoids with crystallization ages within the 610 - 644 Ma interval, modified to ~ 620Ma by Guimarães et al. (2011); 2) High-K calc-alkaline and shoshonitic granitoids with U-Pb TIMS zircon age ranging from 590 to 581 Ma, associated the transition between flat-lying foliation event and transcurrence; 3) Post-collision alkaline granitoids with U-Pb zircon age of ~ 570 Ma and 4) A-type granitoids associated to subvolcanic bimodal magmatism, with ages within the 540 - 512 Ma interval.

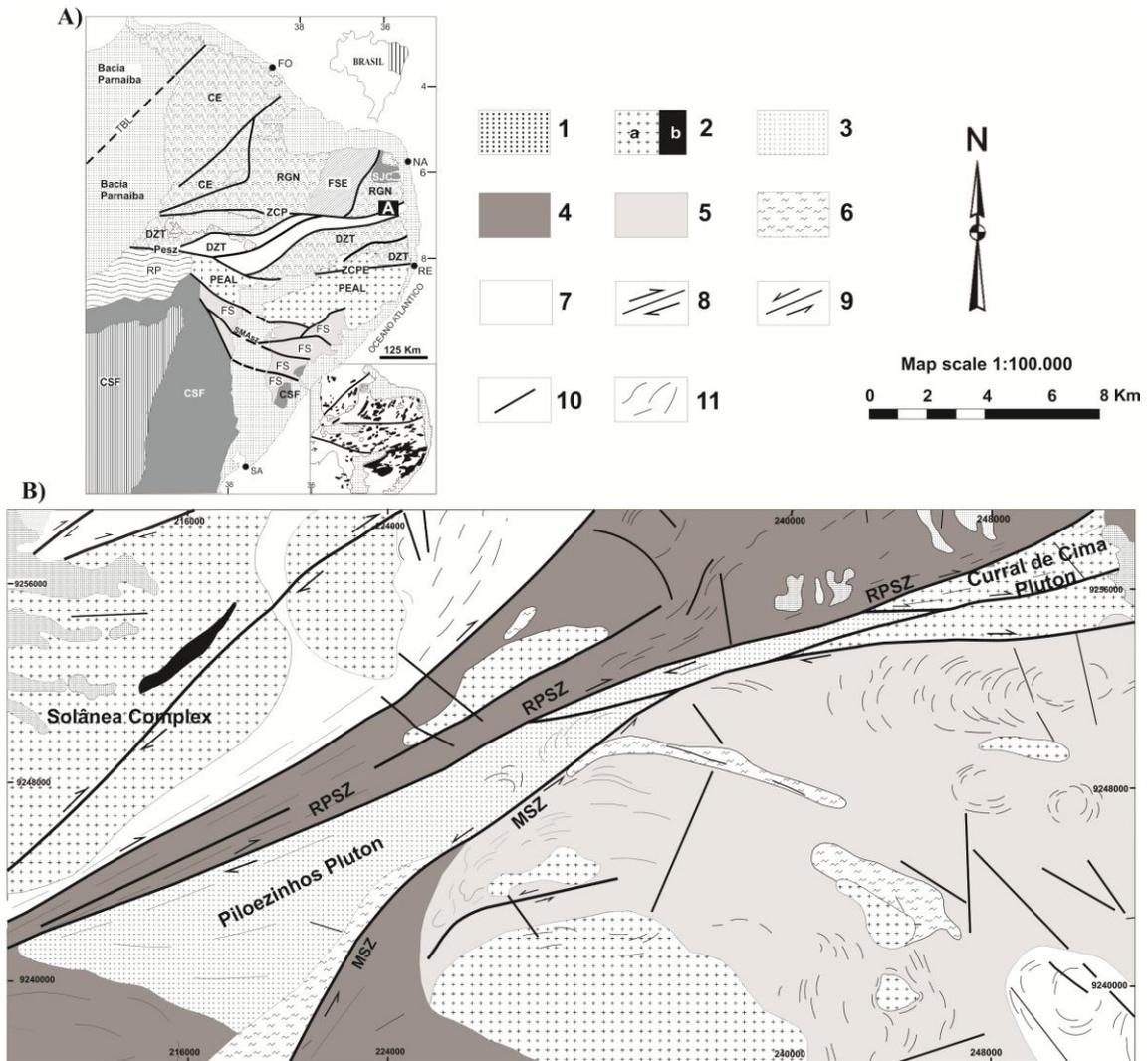


Figure 1. A) Major domains and subdomains of the Borborema Province (Van Schmus et al., 2008). CSF= São Francisco craton; FS: Sergipana Belt; FRP = Riacho do Pontal Belt; PEAL = Pernambuco-Alagoas subdomain; FSE = Seridó belt; SJC = São José do Campestre Archean core; CE = Ceará domain; RGN = Rio Grande do Norte domain; ZCPE = Pernambuco Shear Zone; ZCP= Patos Shear Zone; A= Study area. INSERT - Distribution of Brasiliano granites of the Borborema Province after Silva Filho et al. (2013); B) Simplified geological map of the study area, modified from of the Solânea/SB.25-Y-A-IV (Guimarães et al., 2008) and Guarabira/SB.25-Y-A-V (Guimarães & Bittar, 2011) maps. 1 = Phanerozoic covers; 2a = Brasiliano granites, 2b= diorites; 3 = Pilõesinhos Pluton; 4= Brasilianos metasediments; 5 = Metasediments of undefined age (Sertânia Complex); 6 = Tonian orthogneisses; 7 = Rhyacian orthogneisses; 8 = dextral shear zone; 9 = sinistral shear zone; 10 = fractures; 11 = photo lineaments; ZCM = Matinhas Shear Zone; ZCRP = Remígio - Pocinhos shear zone.

Along some E-W trending dextral shear zones, the granitic magmatism with distinct ages, geochemical signatures and fO_2 crystallization conditions have been identified, telling the evolutionary history of the shear zone.

This work deals with the geochemical and isotopic characterization of granitoids intruded along the east part of the dextral Remígio - Pocinhos shear zone (east branch of the Patos Shear Zone). Geochemical, U–Pb zircon geochronology and Nd–Hf isotopic analyses on selected samples are presented. A genetic model in the tectonic framework of the Piloezinhos Pluton, compatible with A-type magmatism in a transcurrent setting, is proposed. In this genetic model, we also join some discussion on the source of the Curral de Cima pluton, intruded along the same shear zone, based on geochemical data from the literature and some data from this work.

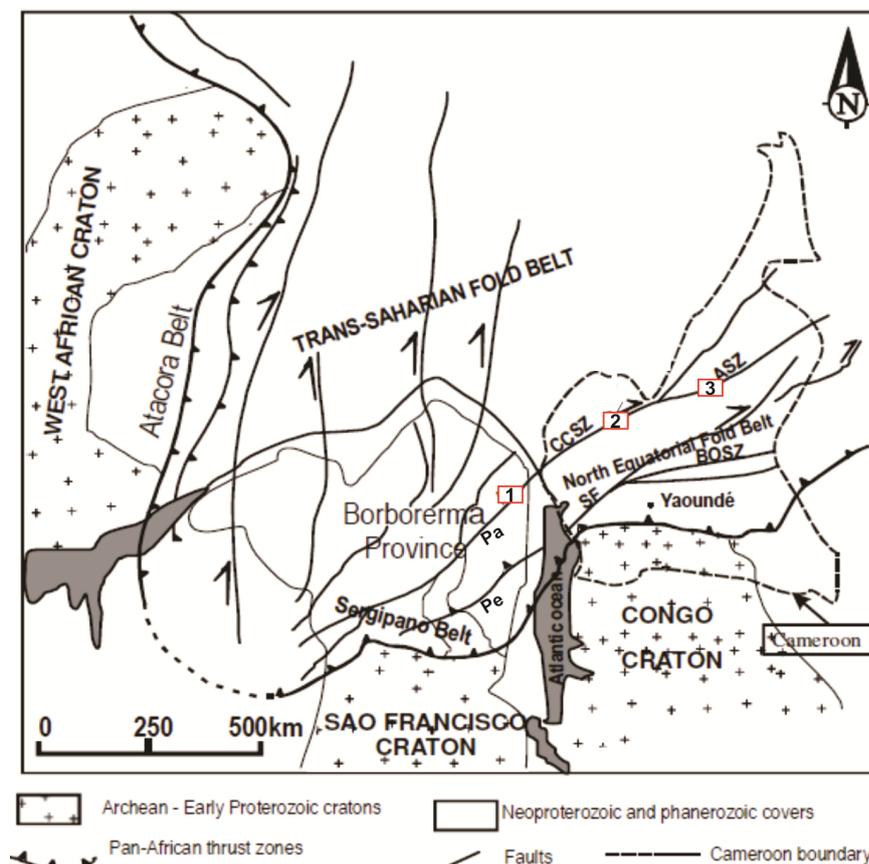


Figure 2. Pre-drift reconstruction of Pan-African and Brasiliano terranes (Nzina et al., 2010): CCSZ: Central Cameroon Shear Zone; ASZ: Adamaoua shear zone; BOSZ: Betaré-Oya Shear Zone; SF: Sanaga Fault; Pa: Patos shear zone; Pe: Pernambuco shear zone; 1: Study area; 2: Studied granitoids by Nzina et al., 2010; 3: Studied granitoids by Ferré et al. 1998.

2. Geological setting

2.1. Borborema Province

The Borborema Province (Almeida et al., 1977) ~ 450.000 km², comprises the Northeast region of Brazil and is located north of the São Francisco Craton, and westwards of the Central African Orogenic Belt. The actual structural framework of the Borborema Province resulted from the Brasiliano/Pan African Orogeny (640-580 Ma; Van Schmus et al., 2008). The Borborema Province comprises a Paleoproterozoic basement, with small Archean nucleous (3.4 Ga - 3.1 Ga), composed of Rhyacian (2.2 Ga – 1.8 Ga) gneisses and migmatite (Hackspacher et al., 1990; Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995; Dantas et al., 1998); Tonian and Ediacaran supracrustal sequences, granitic magmatism and shear zones with E-W and NE-SW trending.

The Brasiliano orogeny within the Transversal zone of the Borborema Province was responsible by granitic magmatism, showing distinct geochemical signatures (Almeida, 1967; Guimarães and Da Silva Filho, 1995; Neves and Mariano, 1997; Ferreira et al., 1998). The majority of granitic intrusions is associated to shear zones of dextral kinematics and E-W and NE-SW trending with sinistral kinematics (Vauchez and Egydio-Silva, 1992; Guimarães and Da Silva Filho, 1998; Ferreira et al., 1998; Neves and Mariano, 1999; Neves et al., 2000; Silva and Mariano, 2000).

The Transversal subprovince, first defined as the Transversal zone (Ebert, 1970), corresponds to a megastructure located between the Patos and Pernambuco shear zones. This subprovince includes from the West to East, the belts: Cachoeirinha or Piancó Alto Brígida, composed of metapelites metamorphosed under greenschist conditions, intruded by calc-alkaline granitoids; Alto Pajeú composed of Neoproterozoic supracrustal sequences, Neoproterozoic (Tonian) and Paleoproterozoic (Rhyacian) orthogneisses; Alto Moxotó comprising Paleoproterozoic orthogneisses and few Ediacaran plutons, and Rio Capibaribe or East Pernambuco (Neves et al., 2006), composed of supracrustal sequences and Brasiliano plutons.

The Rio Grande do Norte domain is part of the northern subprovince. It is located just north of the de Remigio - Pocinhos shear zone and is limited to the west by the Orós West/Aiuaba shear zone and its east and north limits are covered by sedimentary rocks of the Coastal Province. The Rio Grande do Norte basement comprises Middle Paleoproterozoic (2.2 – 2.0 Ga) complex, composed of orthogneisses with localized lens of mafic and ultramafic rocks, including olivine-gabbro, wehrlite, clinopyroxenite and hornblendite

(Dantas, 1997; Ferreira et al., 2015). An Archean nucleus, São José do Campestre, is located in the northeast portion of the Rio Grande do Norte domain (Fig. 1A).

The basement is overlain by a thick metavolcano metasedimentary sequence, the Ediacaran Seridó Group (deposition age of 640 – 620 ma; Van Schmus et al., 2003). The Seridó Group comprises according Archanjo and Salim (1986): 1) paragneisses and metavolcanic basic rocks of the basal Jucurutu Formation; 2) quartzites from the intermediate Equador Formation and 3) micashists from the Seridó Formation in the top.

Van Schmus et al. (2003) reported Nd T_{DM} model ages ranging from 1.8 to 2.2 Ga, to metasediments of the Jucurutu Formation while the metasediments of the Seridó Formation have Nd T_{DM} model ages ranging from 1.2 to 1.6 Ga. The differences in the isotopic Nd signatures are interpreted as that, the Jucurutu Formation received detritus from the Paleoproterozoic basement, while the detritus from the Seridó Formation were from more distal and younger sources. The contacts among supracrustal units and basement are mainly made through shear zones.

During the Ediacaran, the Rio Grande do Norte domain was affected by extension-related high-temperature metamorphism, which reached upper amphibolite to granulite facies (Souza et al., 2006; Archanjo et. Al., 2013; Viegas et al., 2014).

2.2. Pilõezinhos and Curral de Cima Pluton

The Pilõezinhos Pluton (Fig. 1B) comprises an ENE - elongated intrusion of ca. 100 km², along the Remígio - Pocinhos Shear Zone, the east branch of the Patos Shear Zone, which limits the Northern and Transversal subprovinces of the Borborema Province. The granitoids of the Pilõezinhos Pluton intruded Neoproterozoic metasediments and Tonian orthogneisses. The metasediments represent slices of the rocks correlated to the Seridó Formation (Jardim de Sá, 1994). The structural context of the Pilõezinhos Pluton intrusion involved the synchronous movement of the E-W dextral kinematics Remígio - Pocinhos and NE-SW direction and sinistral kinematics Matinhas shear zone. It is compatible with an extensional setting that enabled the opening of space (extensional sites) for the accommodation of the granitic magmas.

The Curral de Cima Pluton comprises an E- to NE- elongated body, intruded and making contact to the west with the Pilõezinhos Pluton and metasediments, along the Remígio - Pocinhos shear zone, and partially covered to the east by the sediments of the Paraíba Basin. The Curral de Cima Pluton is magmatic epidote-bearing pluton that carry

hornblende, biotite, titanite, and epidote. Ferreira et al. (2011) reported a U-Pb zircon SHRIMP age of 618 ± 5 Ma for the granitoids of the Curral de Cima Pluton. This age is similar to the U-Pb conventional age (623 ± 4 Ma) reported by Brito Neves et al. (2008).

3. Analytical procedures

3.1. Mineral chemistry

Major element compositions of mineral phases were determined by electron microprobe analysis using a JEOL, JXA-8230 model electron microprobe at Brasilia University. The samples were metallized with carbon on vacuum chamber.

The analytical conditions used an acceleration voltage of 15 kV and current of 10 nA.

3.2. Whole-rock geochemistry

Representative samples from the Pilõezinhos Pluton and three enclaves of the Curral de Cima Pluton were analyzed by ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) for major elements and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), for trace elements at ACME Laboratories in Canada. Analyses of representative samples are shown in table 1.

3.3. U-Pb isotope

For in situ U-Pb and Lu-Hf analyses, the zircons concentration was performed at NEG-LABISE Laboratory, of the Pernambuco Federal University, using conventional techniques. Zircon grains from the non-magnetic fractions were hand-picked and mounted along with chips of the Temora 2 and FC1 zircon standards onto double-sided tape. Zircon grains and the standards were enclosed by epoxy resin and polished to expose internal structures.

The U-Pb and Lu-Hf isotopic analyses were performed on zircon grains from the same sample (PP3), using a Thermo-Fisher Neptune MC-ICP-MS coupled with a Nd:YAG UP213 NewWave Laser Ablation System at the Laboratory of Geochronology of the Brasilia University.

The analytical procedures of U–Pb analyses on zircon grains followed the procedure detailed by Bühn et al. (2009). During the analytical session, zircon standard Temora-2 was analyzed as an unknown sample.

The cathodoluminescence (CL) images were obtained at the Geosciences Institute of the Para Federal University, using an electronic microscope LEO-ZEISS 1430 with Mono-CL Gatan system and Sirius-SD EDS detector.

3.4. Lu-Hf isotope

The Lu-Hf isotope analysis followed the procedures of Matteini et al. (2010). The $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and Depleted Mantle model age were calculated using the decay constant (λ) of 1.867×10^{-11} , (Söderlund et al., 2004), Chondritic values of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.0336$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.282785$ (Bouvier et al., 2008). Model depleted mantle with present day $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.28325 and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.0388 (Griffin et al., 2000; updated by Andersen et al., 2009) and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios of mafic and felsic crust from Pietranik et al. (2008). The Hf model ages were calculated using double stage. Hf isotope data were obtained in zircon grain spots with well-defined magmatic crystallization age, because the different age components will have different Hf isotope compositions (Vervoort and Kemp, 2016).

3.5. Sm-Nd isotope

The bulk rock Sm–Nd isotopic analyses were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Sample preparation followed the technique of Richard et al. (1976), in which first the REE are separated as a group, using cation-exchange columns, and then the Sm and Nd are separated using columns loaded with HDEHP (di-2-ethylhexyl phosphoric acid) supported on Teflon powder. The spike used was a mixed $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$. Sm and Nd samples were loaded onto Re filaments and the isotopic analyses were carried in a Finnigan MAT-262 mass spectrometer. Procedures details can be find in Gioia and Pimentel (2000). Uncertainties on Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were based on repeated analyses of international rock standards BCR-1 and BHVO-1.

Table 1. Representative whole-rock compositions of the Pilõesinhos and Curral de Cima Plutons. PP: Pilõesinhos Pluton; CCP: Diorites of the Curral de Cima Pluton (For detection limits see ACME Laboratories brochure; Sample Locations and description – See appendix 1).

Sample	PP1	PP4	PP8	PP12	PP21	PP18B	PP5	PP9	CCP3	CCP4	CCP2
SiO ₂	68.73	65.08	63.36	68.09	70.81	71.35	64.41	67.82	57.32	51.88	54.55
Al ₂ O ₃	14.53	15.14	14.43	14.24	14.09	13.39	14.59	15.45	14.33	14.8	13.41
MnO	0.05	0.07	0.11	0.07	0.05	0.04	0.09	0.05	0.15	0.2	0.23
MgO	0.57	1.04	0.98	0.68	0.44	0.46	1.25	2.25	4.96	5.75	6.29
CaO	1.8	2.91	3.85	1.92	1.64	1	3.49	2.71	5.85	6.55	7.65
Na ₂ O	2.93	3.27	3.06	2.79	2.87	2.4	3.02	4.64	2.99	2.71	2.68
K ₂ O	5.36	4.1	4.09	5.16	5.55	6.11	4.22	1.89	2.26	2.79	1.69
TiO ₂	0.53	0.93	1.16	0.64	0.41	0.46	1.07	0.51	0.95	1.15	0.76
P ₂ O ₅	0.19	0.33	0.38	0.2	0.13	0.12	0.47	0.21	0.18	0.22	0.14
Fe ₂ O ₃	4.26	5.57	7.04	4.76	3.29	3.31	6.45	3.2	9.03	11.88	10.26
Total:	99.65	99.64	98.46	98.55	99.28	98.64	99.06	98.73	98.02	97.93	97.66
Trace elements (ppm)											
Ba	1694	1633	2226	1578	1109	1293	2016	696	415	387	180
Cs	4.1	2.7	3.1	1.8	2.1	1.4	4.9	12.9	5.7	11.2	4
Ga	23.4	25.5	23.2	22.8	20.7	19.1	28.3	24.1	21.1	27.4	21.1
Hf	15.3	18.2	27.1	15.2	10.3	13.3	22.7	4.6	4.4	6.1	4.3
Nb	26.1	34.7	58.3	32.1	18.8	19.3	52.2	11.2	10.8	10	10.8
Rb	210.9	232.3	151.8	202.6	217.3	209.3	197.1	179.2	106.4	142.3	80.4
Sr	262.2	332.3	423.6	283.3	215.7	216.9	414.3	411.2	222.8	218.3	234
Ta	1.4	1.8	3.3	0.9	0.9	0.7	3.6	0.8	0.4	0.3	0.4
Th	44.2	44.6	31.2	52	39.8	64.6	39.3	12.7	5.2	5.7	2.9
U	2	2.4	3.9	2	2.9	3.1	4.2	3.5	1.6	2.2	3.6
V	16	34	44	27	19	18	52	71	157	209	153
Zr	616	706	1183	630	372	489	904	146	167	197	140
Y	40.7	60.9	68.5	32.4	23.1	44.0	72.2	8.8	24.0	17.6	40.5
La	167.4	228	186.7	230.9	116.9	292.1	208	35.1	20.9	23	16.2
Ce	393.5	491.9	380.5	452.2	229.4	523.2	429.1	65.5	45.3	43.5	33.5
Pr	37.49	49.61	46.08	49.8	26.6	61.38	50.11	7.93	6.56	5.99	6.4
Nd	130.9	170.9	169.5	165.4	94.3	203.5	192.2	27.2	29.1	24.7	31.3
Sm	20.4	26.3	28.53	22.4	13.95	29.8	28.53	5.04	6.89	5.61	9.63
Eu	2.03	2.29	3.69	1.92	1.29	1.68	3.05	1.09	1.13	1.08	1.44
Gd	10.9	14.67	20.54	14.71	9.25	19.37	21.35	3.77	6.39	5.1	9.44
Tb	1.68	2.43	2.79	1.66	1.09	2.37	2.74	0.44	0.9	0.73	1.5
Dy	8.57	11.84	14.26	8.36	5.29	11.14	14.93	1.90	4.88	3.85	8.29
Ho	1.51	2.06	2.57	1.29	0.89	1.70	2.53	0.31	0.93	0.66	1.56
Er	3.51	5.46	6.49	3.12	2.16	3.97	6.76	0.79	2.15	1.78	3.64
Tm	0.53	0.76	0.99	0.41	0.29	0.52	0.98	0.11	0.29	0.23	0.54
Yb	2.77	4.9	6.12	2.53	1.76	3.32	6.04	0.56	1.76	1.46	3.61
Lu	0.46	0.64	0.86	0.34	0.23	0.41	0.82	0.08	0.27	0.24	0.5

4. Results

4.1. Field aspects, petrography and mineral chemistry

4.1.1. Pilõezinhos Pluton

The granitoids of the Pilõezinhos Pluton were divided into two distinct textural/petrographic facies (Fig. 3A and 3B): facies 1 - syenogranite to monzogranite coarse grained porphyritic, containing rare enclaves of granodioritic composition and xenoliths of the country rocks; 2 - equigranular, fine grained monzogranite facies. In the contact zone between the two petrographic facies, mafic enclaves show typical texture of magmatic stage interaction processes (Fig. 3 C). However, in the vicinity of the north outer contact, close to the Remigio - Pocinhos shear zone, the Pilõezinhos granitoids show typical solid state deformation features (Fig. 3D), as mylonitic foliation. The studied granitoids contain quartz as anhedral crystals, sometimes recrystallized and/or as aggregates of subgrains, usually displaying undulose extinction. Locally, chess-board subgrain pattern in quartz occur, denoting subsolidus deformation under high temperature conditions.

The elongated shape of the Pilõezinhos Pluton, associated to the presence of magmatic foliation, running parallel to the Remigio - Pocinhos shear zone trending (Fig. 3 E) and, evidences for deformation features ranging from magmatic state to typical features of high temperature solid state deformation, suggest that the Pilõezinhos pluton is a syn-transcurrent intrusion. According to Neves et al. (2006), many of the Ediacaran plutons in the Province Borborema are syn-transcurrent.

The granitoids of Pilõezinhos Pluton have phenocrysts of microcline with composition ranging from $Or_{59}An_0Ab_{41}$ to $Or_{92}An_0Ab_{08}$. Plagioclase occurs as subhedral crystals, locally zoned, with composition ranging from oligoclase to andesine ($An_{17}-An_{39}$) (Fig. 4A). The biotite compositions are characterized by high fluorine (2.20% - 1.10%) and chlorine (0.27% - 0.01%) contents, and high Fe (Fe # 0.72 to 0.82) (Fig. 4B), with composition similar to those of alkaline anorogenic granites. The amphiboles have composition ranging from hastingsite to Fe-tchermakite (Fig. 4C and D), with fluorine and chlorine contents ranging from 0.22% to 0.79% and from 0.25% to 0.45% respectively. Titanite occurs as either a primary early phase, mostly included by biotite, and as a late phase, surrounded opaque phase, both phases have low REE contents (Lima et al., in press). Allanite are REE – rich (13 - 67% oxide) and occurs as euhedral zoned crystals. The opaque minerals are mainly ilmenite, occurring as euhedral

crystals. Magnetite occurs in small modal amount, as a late phase. High – Fe chlorite, of pseudothuringite composition, occurs as a secondary phase originated from the destabilization (hydrothermal alteration) of the ferromagnesian minerals.

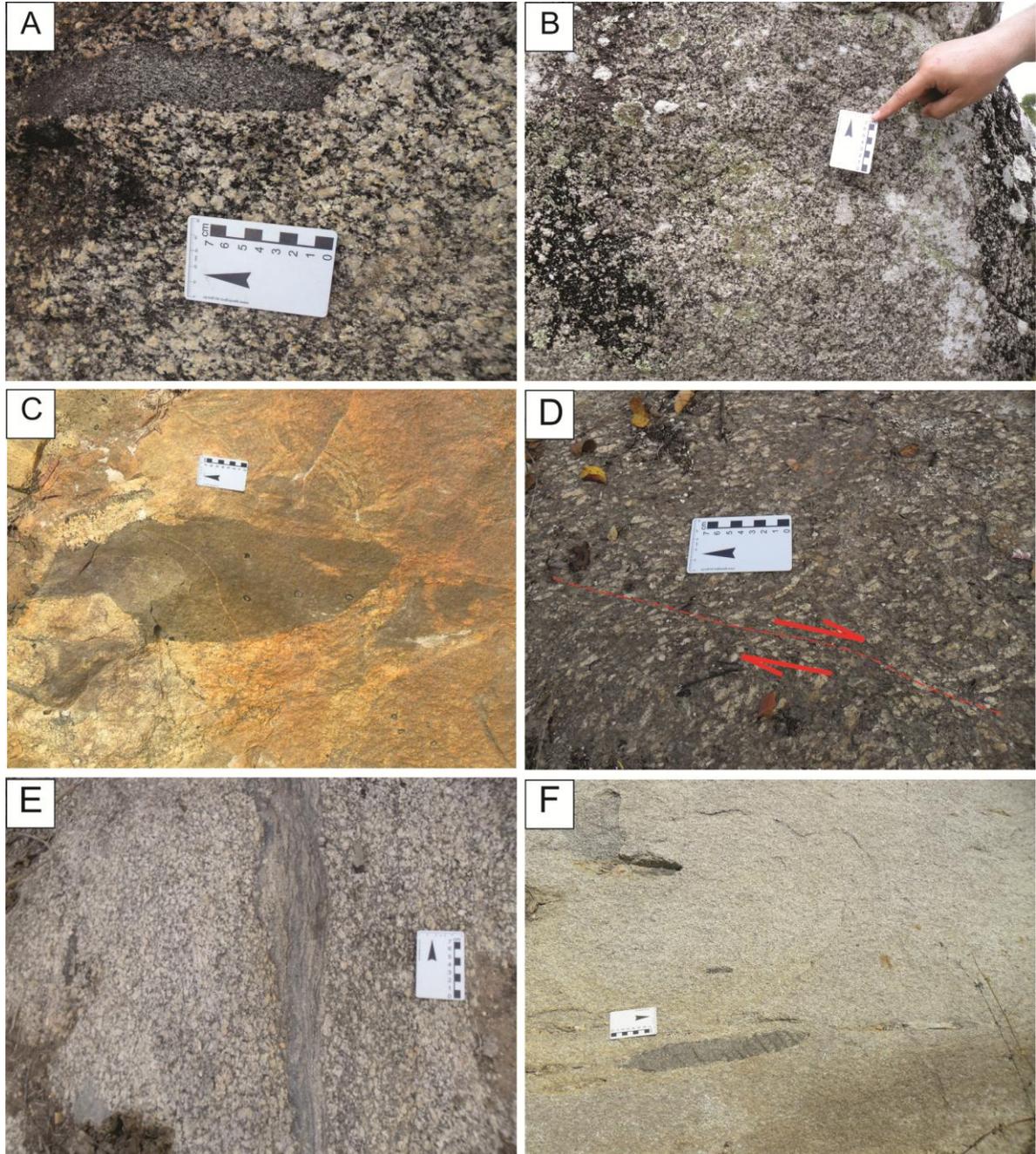


Figure 3. A) Porphyritic syenogranite enclosing dioritic enclave; B) Fine-grained granitic rock of the facies 2; C) Mafic enclaves showing typical features of magmatic stage interaction processes; D) Shear band indicating dextral kinematics in the porphyritic granitic facies; E) Magmatic foliation defined by the alignment of euhedral to subhedral K-feldspars and plagioclase phenocrysts; F) Dioritic enclave hosted on the Pluton Curral de Cima granite.

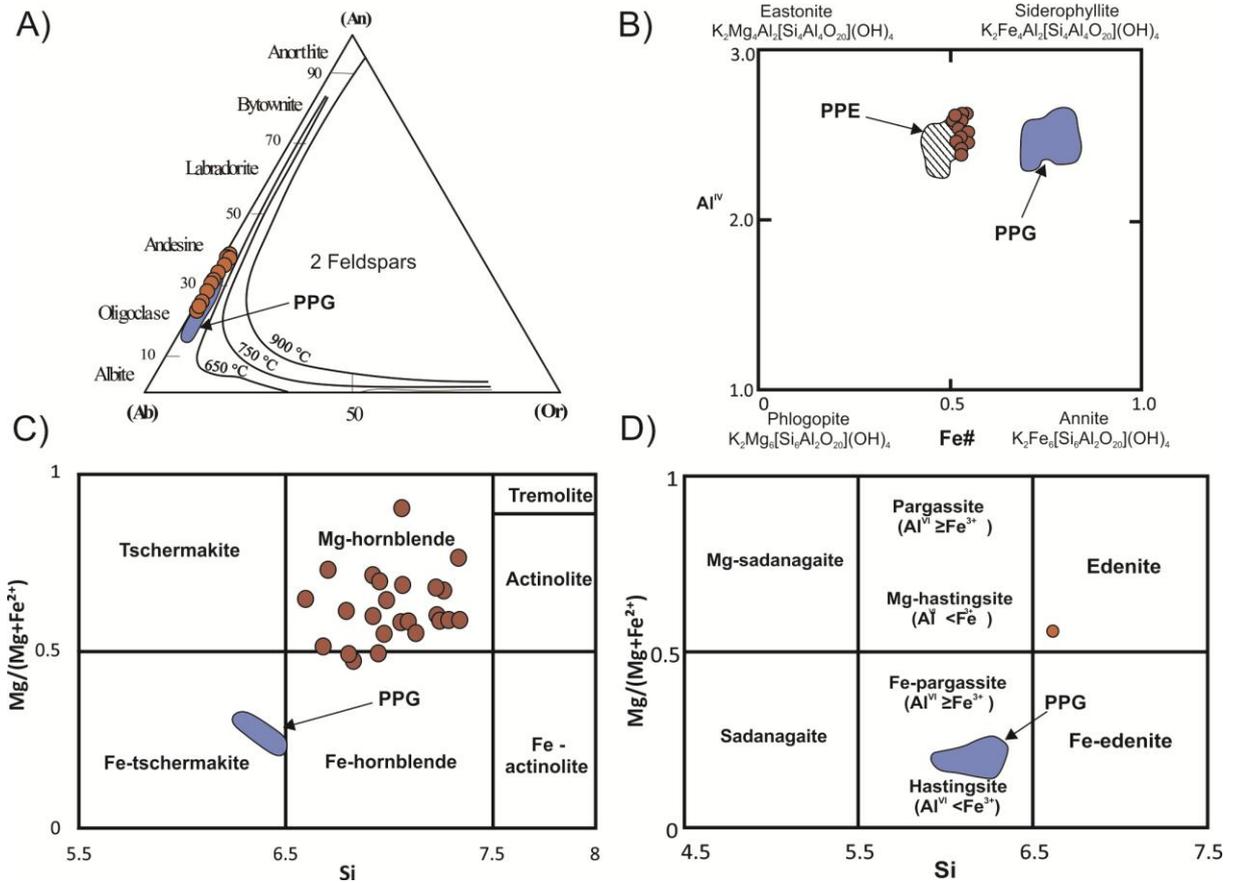


Figure 4. A) Chemical diagram for feldspars classification; B) $Fe\# \times Al^{IV}$ chemical diagram for the classification of studied biotite crystals; C) and D) Diagrams for the classification of amphiboles crystals according to Leake et al. (1997). Circles = Cural de Cima Pluton diorites; PPG = Pilõezinhos Pluton granites; PPE = Pilõezinhos Pluton enclaves. Fields after Lima et al. (in press).

4.1.2. Cural de Cima Pluton

This pluton comprises medium-grained inequigranular grade to slight porphyritic leucotonalites to granodiorites enclosing enclaves of diorites (Fig. 3F). These granitoids show magmatic foliation running parallel to the Remígio - Pocinhos shear zone trend and in the northern part of the pluton is strongly sheared.

The granitoids of the Cural de Cima Pluton show anhedral crystals of quartz with strong undulose extinction, plagioclase as subhedral to euhedral crystals, locally zoned, with composition ranging from oligoclase to andesine (An_{23-39}) (Fig. 4A), and small modal volume of perthitic microcline, occurring as phenocrysts. The biotite is siderophyllite molecule-rich ($Fe\#$ 0.51 – 0.53) (Fig. 4B), with F contents ranging from 0.35 to 0.65. The amphiboles occur as subhedral crystals with composition ranging from edenite to Mg-hornblende (Fig. 4C and D). The amphiboles from the granitoids of the Cural de Cima Pluton are chemically distinct

from the granitoids of the Pilõezinhos Pluton by low- Fe, low-F (0.11 – 0.42) and low-Cl (0 – 0.05) contents. The accessory mineral phases are titanite, epidote, zircon and apatite, mostly included in biotite.

4.2. P-T, fO₂ crystallization conditions

The mafic mineral phases of the granitoids from the Pilõezinhos Pluton are Fe- and halogen-rich compared to the mafic minerals phase of the granitoids from the Curral de Cima Pluton. The differences reflect crystallization under distinct fO₂ conditions, low to the granitoids of the do Pilõezinhos Pluton and high to the granitoids of the Curral de Cima Pluton (Lima et al., in press). The presence of magmatic epidote in the granitoids of Curral de Cima Pluton also suggest high - fO₂ conditions during the crystallization of the granitoids of the Curral de Cima Pluton, between NNO and QFM buffers (Ferreira et al., 2011).

Solidification temperatures were calculated using the semi empirical thermometer of Holland and Blundy (1994), which use chemical analyses of coexisting plagioclase and amphibole. The temperatures are pressure dependent and the pressures were defined using the Al-in-hornblende barometer of Anderson and Smith (1995). The estimated temperatures crystallization for the granitoids of the Pilõezinhos Pluton are within the 795 - 745 °C interval (Lima et al., in press). The granitoids of the Curral de Cima Pluton show crystallization temperatures ranging from 663 a 559 °C (Ferreira et al., 2011).

Zircon saturation temperatures were estimated using the equation of Watson and Harrison (1983) that takes into account Zr contents of whole rock. Zircon is an early crystallized phase in the Pilõezinhos pluton and in the Curral de Cima pluton, and the calculated temperatures should be close to liquidus conditions. Calculated temperatures for the Pilõezinhos pluton vary from 872°C to 1004°C and from 795°C to 821°C in the granitoids of the Curral de Cima Pluton (Ferreira et al., 2011; Lima et al., in press).

The lower temperatures estimated by the thermometer of Holland and Blundy (1994) to the granitoids of the Pilõezinhos Pluton should be close to the solidus temperature, while the low temperatures recorded in the granitoids of the Curral de Cima Pluton suggest reequilibration between amphibole and plagioclase in sub-solidus estate.

Total Al contents in hornblende of calc-alkaline granitic rocks contain the mineral assemblage in equilibrium association quartz + hornblende + plagioclase (oligoclase or andesine) + K-feldspar + biotite + titanite + magnetite or ilmenite as pressure indicator

(Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Anderson and Smith, 1995). The Pilõezinhos granites have all of these phases.

The pressure calculated equation of Anderson e Smith (1995) takes under consideration crystallization under higher temperatures, which can increase the Al^{IV} in amphibole, and low fO₂ conditions. Both conditions match with the crystallization conditions of the Pilõezinhos granites.

The pressure of crystallization, using the equation by Anderson and Smith (1995), were estimated within the 4.28 - 5.95 ± 0.6 kbar intervals for the granites of the Pilõezinhos pluton (Lima et al., in press). The estimated crystallization pressures for tonalites from the Curral de Cima Pluton, calculated by Ferreira et al. (2011), using the equation of Anderson and Smith (1995) are lower, varying from 2.2 to 3.3 kbar. Ferreira et al. (2011) explain the low temperatures and pressures recorded in the Curral de Cima granitoids, as resulting from either: 1) exchange of Al between coexisting hornblende and plagioclase during crystallization and/or 2) the analyzed amphibole resulted from the disaggregation of amphibole-rich mafic enclaves (clots) derived from the source. The petrographic features favor the hypothesis 1.

4.3 Geochemistry

The granitoids of the Pilõezinhos Pluton show SiO₂ contents ranging from 64 wt% to 72 wt%. The Pilõezinhos granitoids have high total alkalis (Na₂O + K₂O) values, with K₂O/Na₂O ratios > 1. The granitoids of the Curral de Cima Pluton have lower SiO₂ contents, 58 wt% to 52 wt% for the dioritic enclaves, and 68 wt% to 64 wt% in the tonalities. The granitoids from both plutons are metaluminous to slightly peraluminous, with Alumina Saturation Index (ASI) varying between 0.66 – 1.08 (Fig. 5A). The enclaves analyzed from the Pilõezinhos Pluton are all slightly peraluminous.

In the AFM diagram, the granitoids from the Pilõezinhos Pluton develop a trend parallel to the AF side of the triangle (Fig. 5B), reflecting crystallization under low fO₂ conditions. This trend is also recorded in the granitoids with similar ages from the central, north domains of the Borborema Province (Galindo, 1993; Guimarães et al., 2008) and in granitoids from eastern Nigeria (Ferré et al., 1998). The granitoids, including the diorite enclaves, from the Curral de Cima Pluton show a trend typical of calc-alkaline rock series.

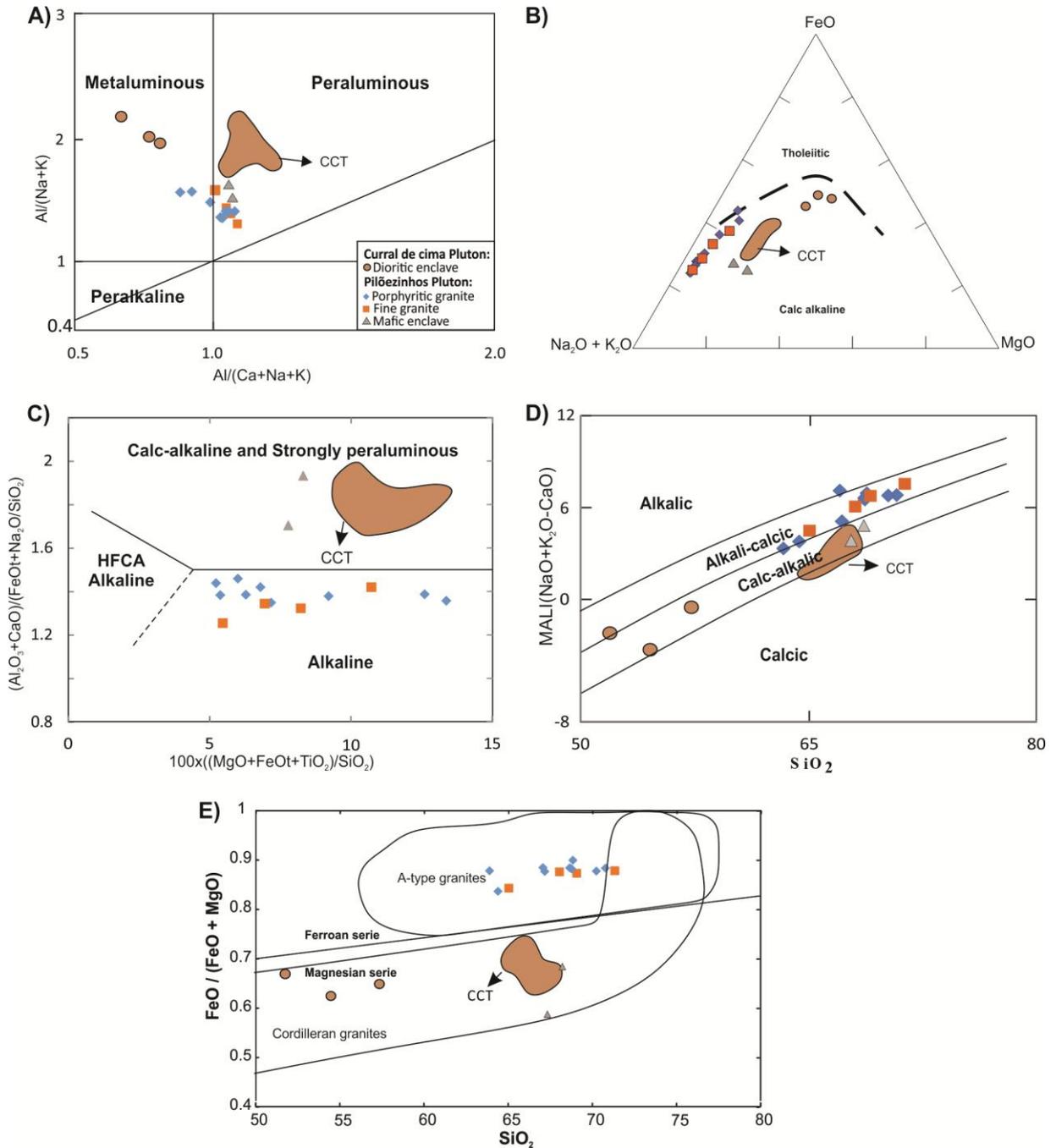


Figure 5. A) Shand's Index for the studied granitoids; fields after Maniar and Piccolli (1989). B) The studied granitoids in the AFM diagram; fields after Irvine and Baragar (1971). C) The studied granitoids in the $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO_t + Na_2O + K_2O)$ vs. $100(MgO + FeO_t + TiO_2)/SiO_2$ diagram from the Sylvester (1989). D) $SiO_2 \times Mali$ (modified alkali lime index) diagram (Frost and Frost, 2008) for the studied granitoids. E) Studied granitoids in the $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ versus weight percent SiO_2 diagram; fields of ferroan and magnesian series from Frost et al. (2001). CCT = Curral de Cima tonalities (data from Ferreira et al., 2011).

According to Sylvester (1989) the $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO_t + Na_2O + K_2O)$ vs. $100(MgO + FeO_t + TiO_2) / SiO_2$ plot (Fig. 5C) is effective in discriminating alkaline granites, calc-alkaline and strongly peraluminous granites. However, it does not discriminate between highly fractionated calc-alkaline granites and "normal" alkaline (A-type). The granitoids of the Pilõezinhos pluton fall in the field of alkaline rocks while the granitoids of the Curral de Cima plot within the calc-alkaline field (Fig. 5C). In the diagram SiO_2 versus MALI (modified alkali lime index - Frost et al., 2001), the Pilõezinhos and Curral de Cima granitoids plot within the alkali-calcic and calc-alkaline rock fields respectively (Fig. 5D).

The Pilõezinhos Pluton granitoids display Fe-number ($FeO_t / [FeO_t + MgO]$) close to 0.9, and belong to the Ferroan series of granitoids (Frost et al., 2001) (Fig. 5E), which are commonly associated to magmas that evolved under reducing conditions (low fO_2), generating ilmenite-series granites (Ishihara, 1977). In contrast the granitoids from the Curral de Cima Pluton and mafic enclaves of the Pilõezinhos Pluton exhibit Fe-number within the 0.58 - 0.73 intervals, which are typical of the magnesian-series (Fig. 5E).

The granitoids from the Pilõezinhos Pluton exhibit negative trends for MgO, FeO, CaO, Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Y, Nb, Sr, Ba and, a strongly positive trend for K_2O e Rb (Fig. 6A-N). Al_2O_3 does not show systematic chemical variation. The recorded trends suggest that crystal fractionation was the major process controlling the magmatic evolution and, that plagioclase, biotite, amphibole, \pm ilmenite, \pm titanite were the fractionated phases and K-feldspar was not fractionated during the magma evolution.

The granitoids of the Curral de Cima Pluton exhibit the major elements behavior similar to those recorded in the granitoids from the Pilõezinhos Pluton except for their low contents of SiO_2 (64% to 68%), K_2O (1.69 – 3.81%) and higher MgO and Al_2O_3 . The granitoids of the Pilõezinhos Pluton show higher contents of Ba, Rb, Nb, Zr, Y and similar Sr contents compared to those recorded in the Curral de Cima granitoids to similar SiO_2 contents (Fig. 6I-N).

Mafic enclaves incorporated by the Pilõezinhos Pluton exhibit major and trace elements signatures similar to the tonalites of the Curral de Cima Pluton, suggesting that they share similar sources.

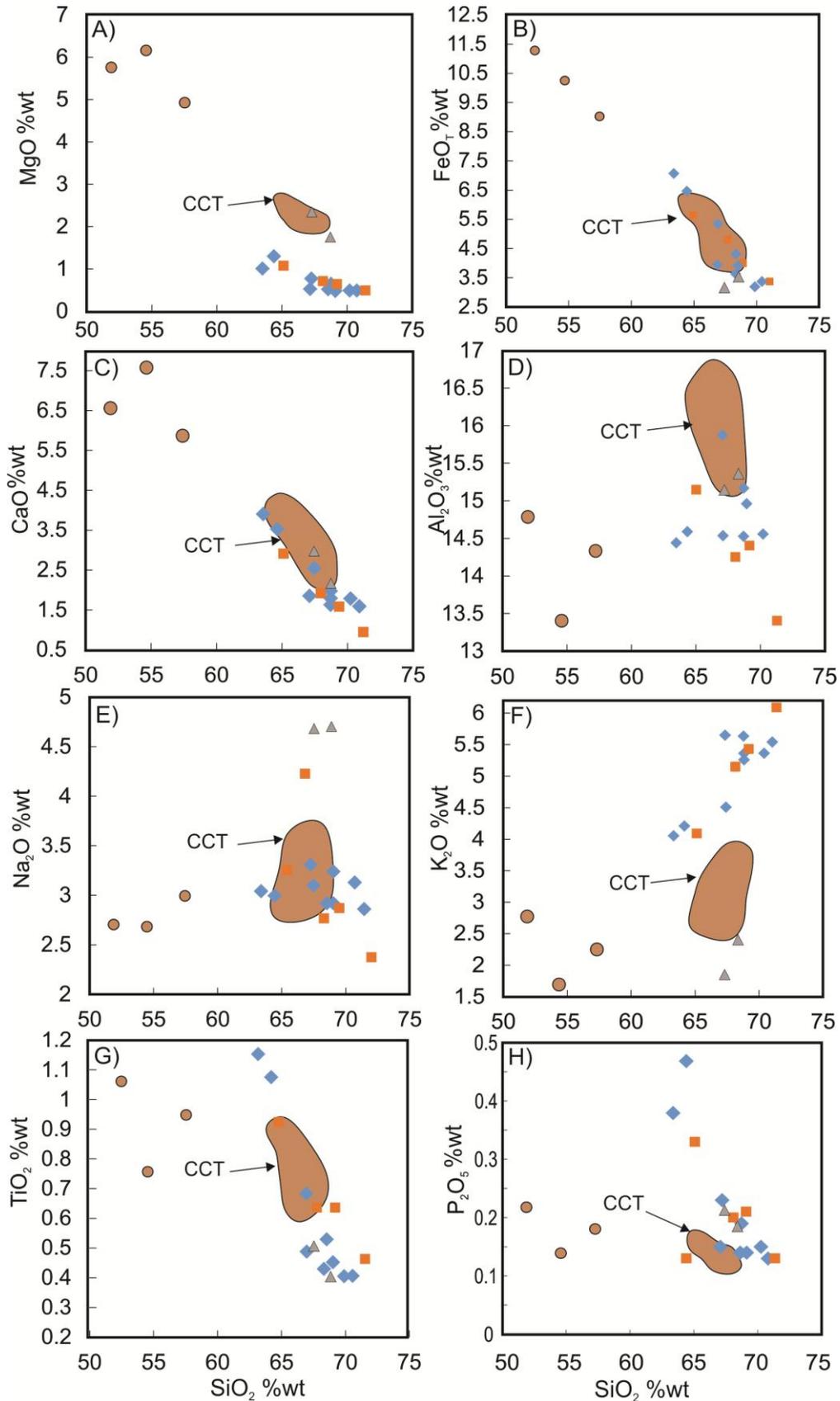


Figure 6. Variation diagrams for major and trace elements in the studied granitoids. Symbols as in figure 5.

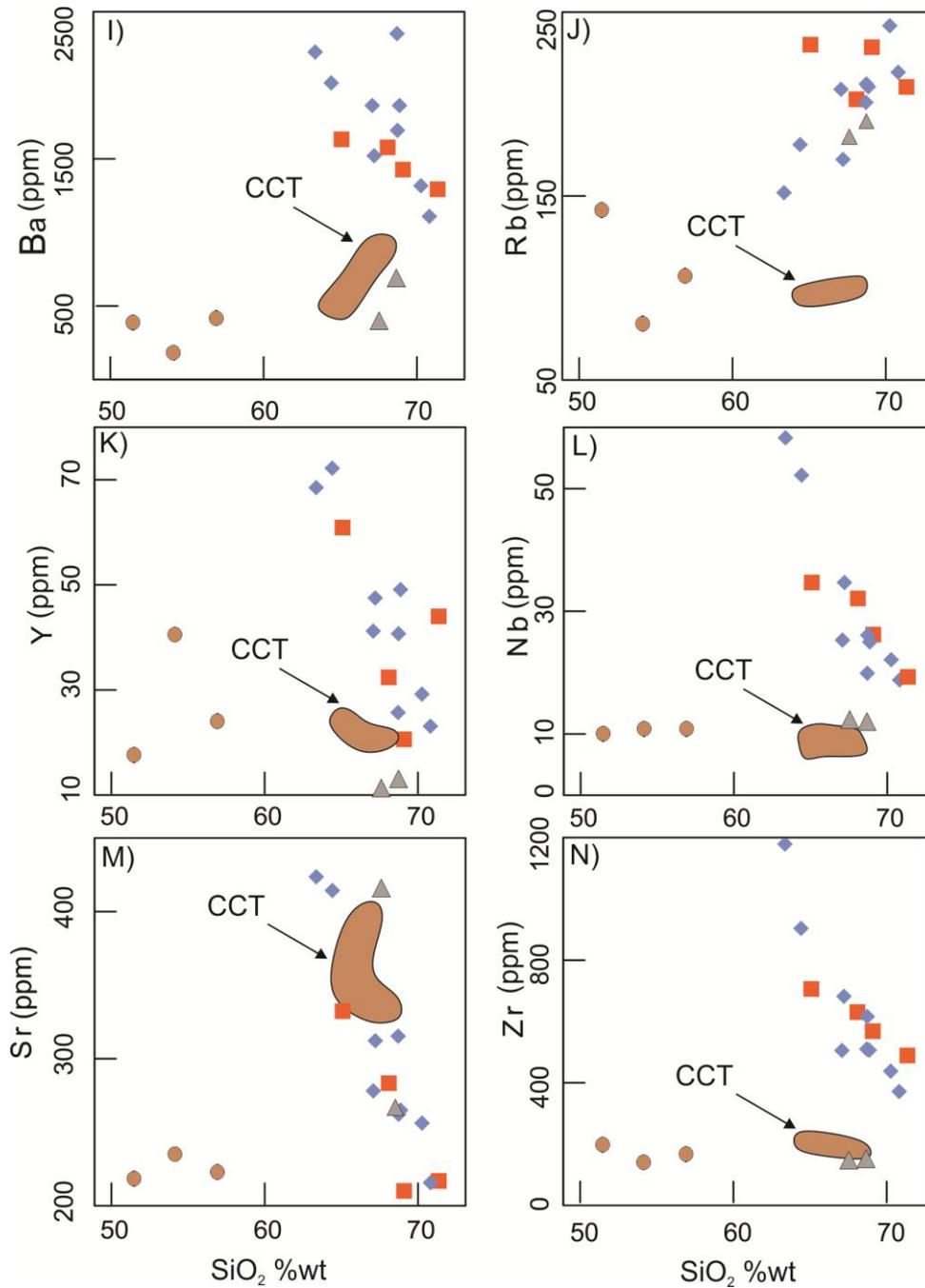


Figure 6. *Continued.*

The REE patterns (Fig. 7) normalized to the chondrite values of Nakamura (1974) of the granitoids from the Pilõezinhos pluton are fractionated, display $(Ce/Yb)_N$ ratios ranging from 16 to 68 and are characterized by strong negative Eu anomalies, with Eu/Eu^* ratios ranging from 0.21 to 0.77, similar to the REE patterns recorded in A-type granites. The negative Eu anomalies suggest plagioclase fractionation during the magma evolution of the Pilõezinhos granites. In contrast, the tonalites from the Curral de Cima Pluton exhibit lower contents of REE and, lack of significant Eu anomalies (Fig. 7) while their dioritic enclaves

display horizontal patterns, with negative Eu anomalies, Eu/Eu^* ratios ranging from 0.45 to 0.53, and HREE contents similar to those recorded in the granites of the Piloezinhos Pluton. The enclaves of the Piloezinhos Pluton have REE patterns similar to those recorded in granitoids from Curral de Cima Pluton (Fig. 7). Plagioclase fractionation during the evolution of the Pilõezinhos Pluton granitoids magma is also suggested by the samples plot in the Sr vs. Rb/Sr diagram (Fig. 8).

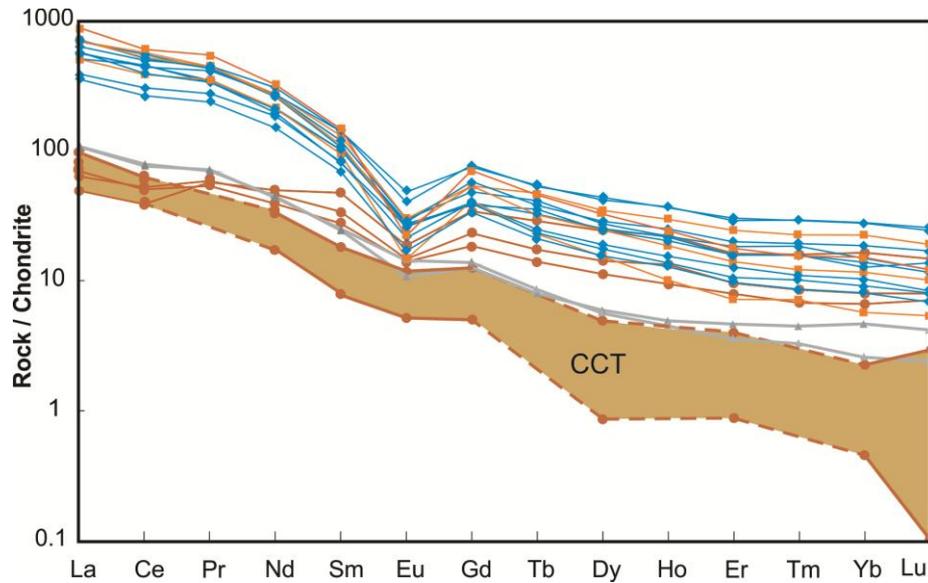


Figure 7. Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) of the studied granitoids. Symbols as in figure 5.

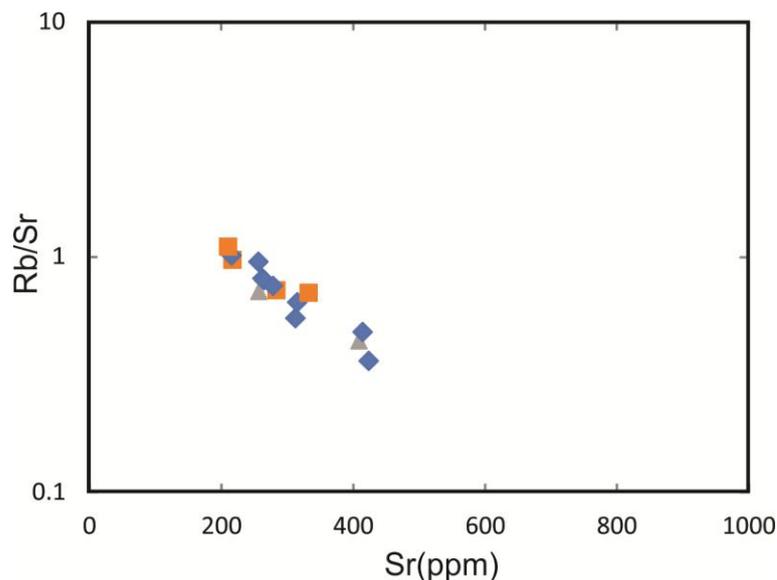


Figure 8. The studied granitoids plotted in the Sr versus Rb/Sr diagram. Symbols as in figure 5.

Trace element distributions patterns (spidergrams), normalized to the values suggested by Thompson (1982) are characterized by troughs at Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti (Fig. 9). These

patterns are typical of alkaline granites, while the patterns of the granitoids from the Curral de Cima Pluton are typical of calc-alkaline granitoids (Fig. 9). However, the dioritic enclaves from the Curral de Cima Pluton display spidergram patterns similar to the granitoids of the Pilõezinhos Pluton, except for smaller troughs at Sr, P and Ti and deeper trough at Ba.

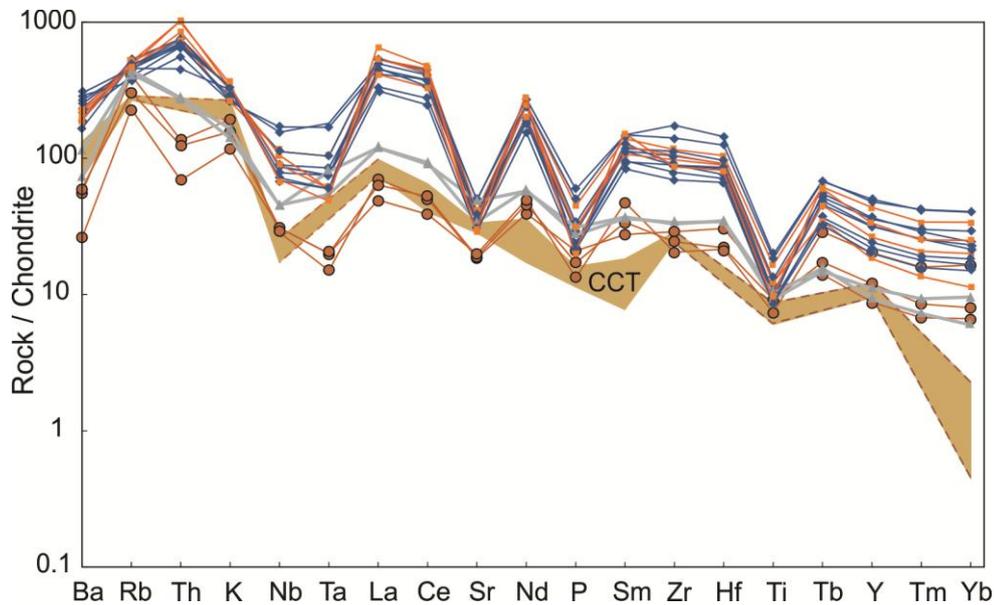


Figure 9. Chondrite-normalized (Thompson, 1982), trace element abundance diagrams (spidergrams). Symbols as in figure 5.

The granitoids of the Pilõezinhos Pluton fall in the within plate granites field (WPG), with few of them plotting within the syn-collision (Syn-COLG) + volcanic arc granites (Fig. 10A) in the Y vs Nb diagram (Pearce et al., 1984) and, they plot in the post-collisional granites field, but within the WPG (Fig. 10B) side in the (Y + Nb) vs. Rb diagram (Pearce, 1996). The granitoids from the Curral de Cima granitoids plot within the Syn-COLG + VAG and Post-collisional field but within the VAG side of the diagram (Fig. 10B). As pointed out by Pearce (1996), the post-collisional granites are the most difficult to classify, due some have subduction-like mantle sources and others show within-plate granite character. Pearce (1996) also emphasized that interaction between mantle-derived sources and crust tends to move the granite composition towards the volcanic arc field. In the Whalen et al. (1987) the granitoids from Pilõezinhos and Curral de Cima plutons plot within the A-type granites and (I,S,M)-type fields respectively (Fig. 10 C and D).

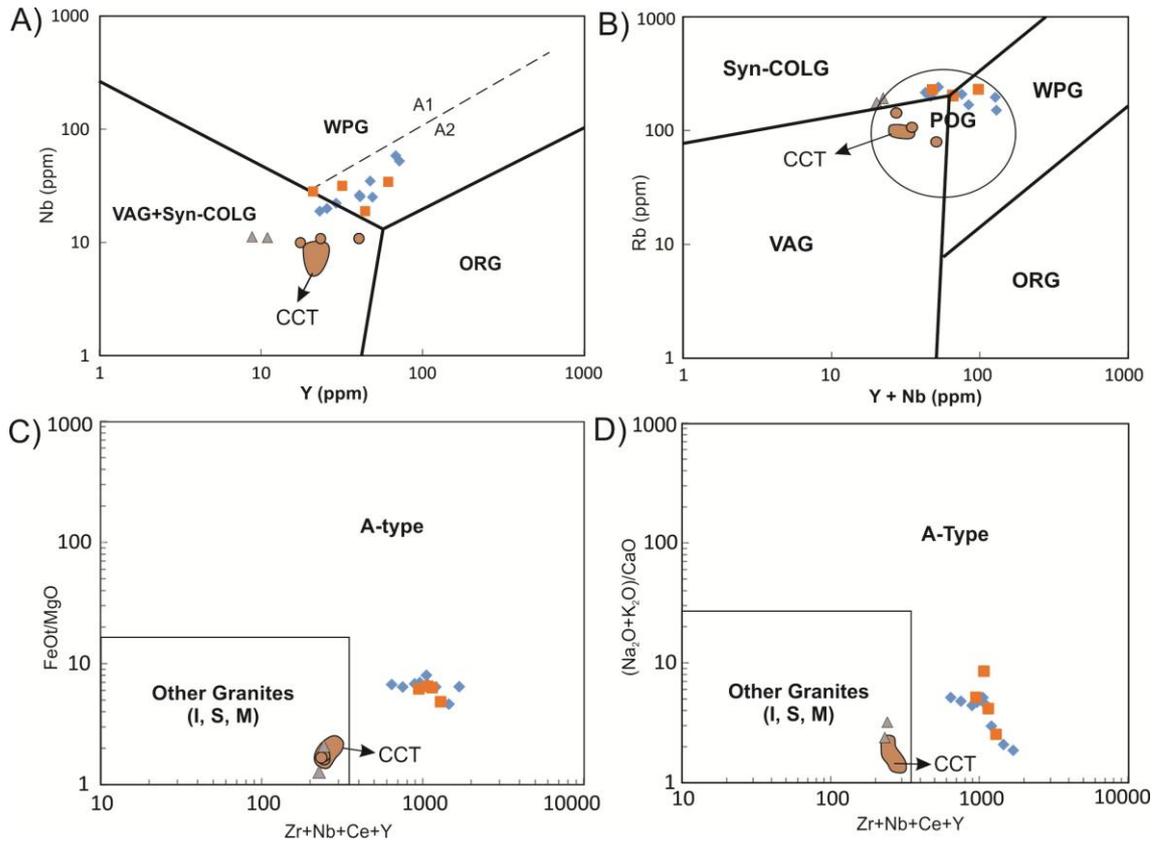


Figure 10. The studied granitoids plot in the tectonic discriminant diagrams. (A) and (B), fields after Pearce et al. (1984) and (Pearce, 1996) respectively; (C) and (D), after Whalen (1987). WPG = Within Plate granites; POG= Post-orogenic granites; ORG = Ocean Ridge Granites; VAG = Volcanic Arc Granite. Symbols as in figure 5.

According to Eby (1992), A-type granites with mantle related origin, from anorogenic environments (A₁-type) have Y/Nb ratios 1.2 (A₂-type). The granitoids from the Pilõezinhos Pluton have Y/Nb ratios > 1.2, and plot in the A₂-type granites field of the Eby (1992) diagrams (Fig. 11A) which are distinctive from OIB (Fig. 11B).

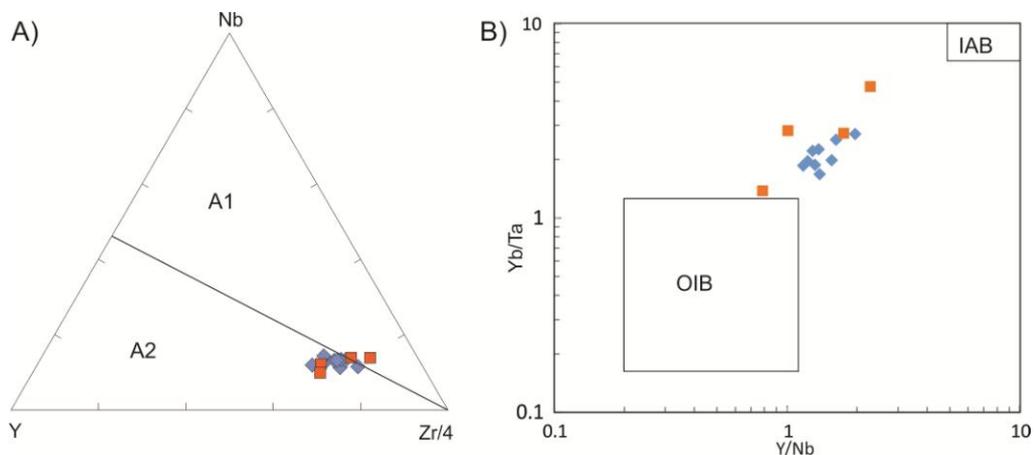


Figure 11. A) Trace elements for the studied granitoids in the tectonic discriminant diagrams of Eby (1992); B) The studied granitoids in the Y/Nb versus Yb/Ta diagram. OIB = Oceanic Island Basalts; IAB = Island Arc Basalts. Symbols as in figure 5.

4.4. U-Pb zircon dating

Zircon grains were extracted from a sample of the porphyritic facies of the Pilõezinhos granite. They are euhedral to subhedral pale pink crystals, with rare inclusions, usually elongate, prismatic, length/width ratio ranging from 5:1 to 5:3 and show strong oscillatory zoning (Fig. 12A). Inherited cores and overgrowths were not recorded. Eighteen spots were analysed from twelve grains. All the analyses show variable contents of common Pb, as revealed by the array of data in the TeraWasserburg diagram (Fig. 12B). The correction of common Pb followed the method of Compston (1999), fitting the array and considering the lower intercept date as representing the crystallization age. Twelve analyses plotted on the Tera-Wasserburg concordia diagram yielding an age of 566 ± 3 Ma (Fig. 12B).

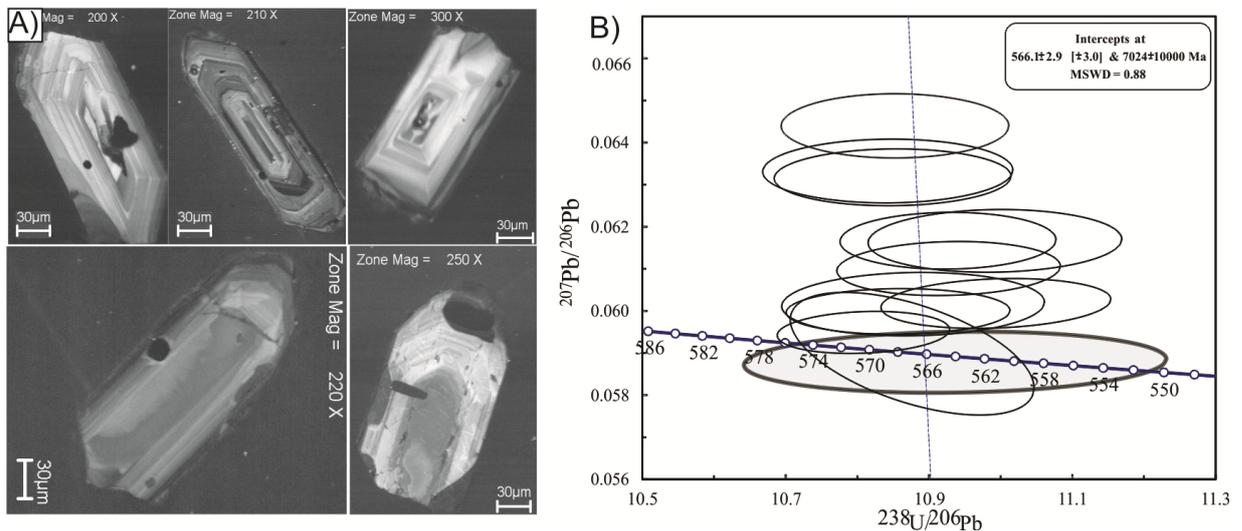


Figure 12. A) Cathodoluminescence (CL) images showing strong oscillatory zoning in the zircon grains; B) Concordia diagram for a granite sample (PP3) of the Pilõezinhos Pluton.

4.5. Lu-Hf isotopes in zircon

Five zircon grains, the same analyzed for U-Pb, were used to define Lu-Hf isotopic compositions. The results are presented in table 2 and figure 13. The analyzed grains yielded relatively uniformed $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial ratios, ranging from 0.281898 to 0.281976. They show Paleoproterozoic Hf T_{DM} model ages, varying between 1.74 and 1.86 Ga, and negative ϵ_{Hf} (t=570 Ma) values between -16.0 and -18.6.

Table 2. Lu-Hf Isotopic data of the granites from the Pilõezinhos Pluton.

Sample	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
003-Z1	0.2819066	0.000118	0.0007970	4.8E-05	0.281898022	-18.64	1.86
004-Z6	0.2819399	6.66E-05	0.0006494	8.44E-06	0.281933016	-17.52	1.81
005-Z8	0.2819792	9.11E-05	0.0003380	5.1E-06	0.281975627	-16.01	1.74
006-Z9	0.2819287	0.00014	0.0004012	6.57E-06	0.281924446	-17.90	1.81
007-Z14	0.2819138	0.000135	0.0004367	2.45E-05	0.281909071	-18.23	1.83

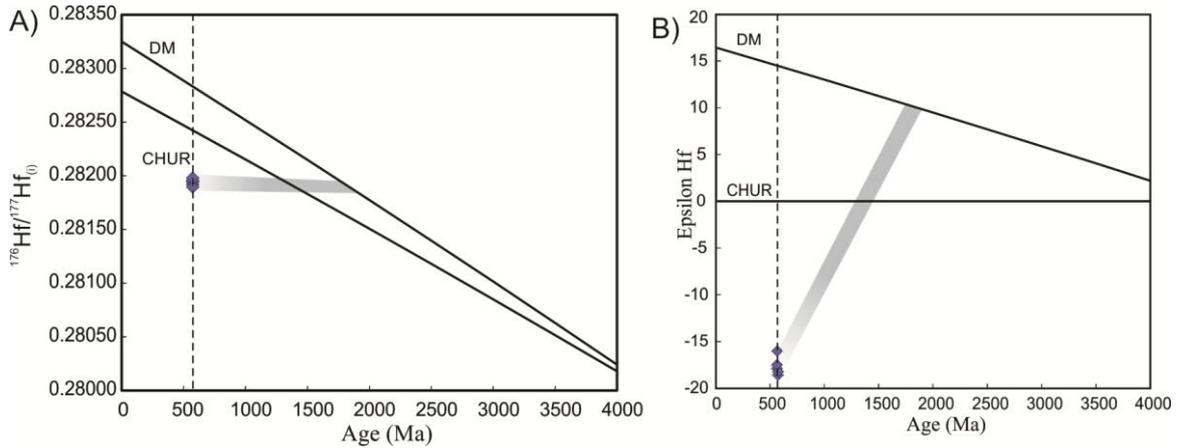


Figure 13. A) Isotopic evolution of Hf for zircons from Pilõezinhos Pluton rock; B) Epsilon Hf(t) plots for zircon grains from granite sample of the Pilõezinhos Pluton.

4.6. Sm-Nd isotopic systematics

Sm–Nd data were obtained for eight samples from the Pilõezinhos Pluton and one enclave from the Curral de Cima Pluton. The results are presented in table 3 and figure 14.

The granitoids of the Pilõezinhos Pluton have Sm–Nd (T_{DM}) model ages, calculated with respect to the depleted mantle average in the 1.9 – 2.03 Ga range, and ϵNd (at 570 Ma) ranging from – 14.73 to –15.81 (Fig. 14). These values are identical to many other granite intrusions in the Serrinha–Pedro Velho Complex (Japi Pluton, Hollanda et al., 2003; Solânea and dona Inês plutons – Guimarães et al., 2008) and from eastern Nigeria (Dada et al., 1995; Ferré et al., 1998).

The Sm–Nd model ages recorded in the Pilõezinhos granitoids are close to a granulite metamorphic event of 2.2 Ga in the Rio Grande do Norte domain (Dantas, 1997) and also in the correlative pre-drift basement of Nigeria (Bertrand et al., 1986; Dada, 1998) and north-central Cameroon (Toteu et al., 2001). A major calc-alkaline magmatic event with similar

ages in the same time span (2.15 - 2.2 Ga) has been described in the Rio Grande do Norte domain (Dantas, 1997; Souza et al., 2016) and in the Transversal subprovince (Neves, et al., 2015).

Table 3. Sm-Nd Isotopic data of the granites and one enclave from the Pilõesinhos Pluton (PP) and diorite from the Curral de Cima Pluton (CCP).

Sample	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM}
PP2	0.0906	0.511099	-15.81	2.030
PP3	0.0921	0.511116	-15.47	2.026
PP4	0.0898	0.511114	-15.52	2.003
PP7	0.0940	0.511132	-15.17	2.031
PP8	0.0848	0.511105	-15.69	1.961
PP9B	0.1089	0.511812	-1.88	1.293
PP12	0.0828	0.511142	-14.98	1.900
PP21	0.0907	0.511154	-14.73	1.967
CCP4	0.1340	0.511851	-1.12	1.438

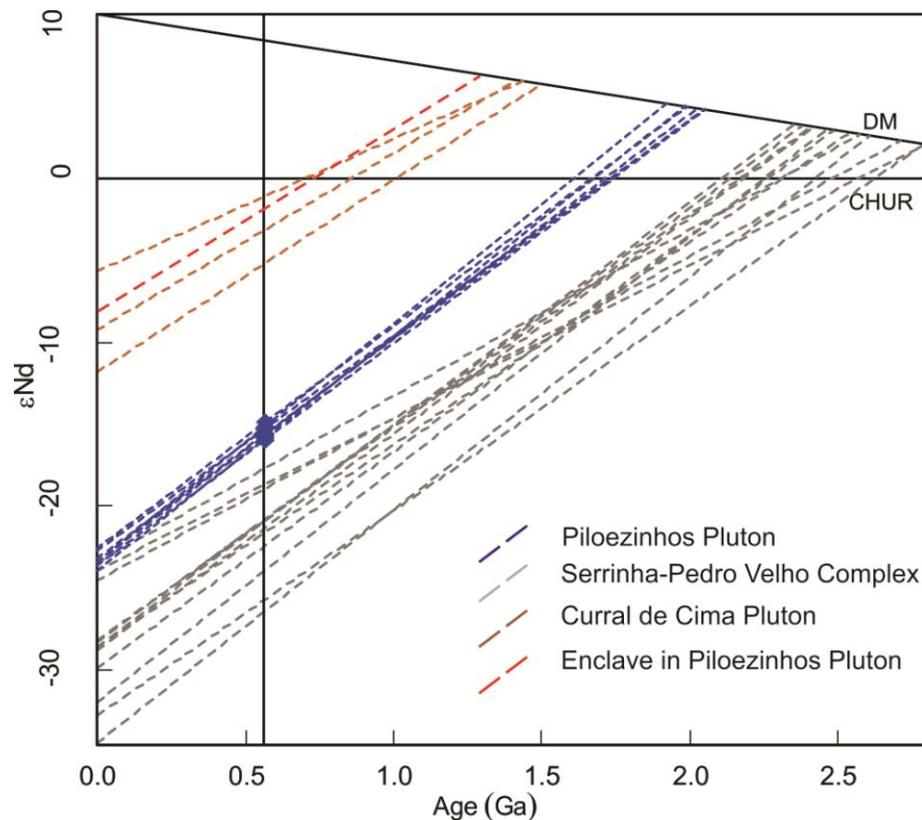


Figure 14. Nd isotopic composition of the studied granitoids, the Curral de Cima granitoids (Ferreira et al., 2011) and orthogneisses from Serrinha-Pedro Velho Complex (Dantas, 1998). Isotopic notations, model ages and reference mantle reservoirs are from De Paolo (1988).

The Sm-Nd data presented by Ferreira et al. (2011) to the granitoids of the Curral de Cima Pluton show higher $\epsilon\text{Nd}(\text{at } 600 \text{ Ma})$ values (-1.12 to -5.23) and Mesoproterozoic T_{DM} model ages (1.38 a 1.50 Ga). One mafic enclave hosted by the granitoids from the Pilõezinhos Pluton show ϵNd value (-1.88) and T_{DM} model age (1.29 Ga) similar to those reported by Ferreira et al. (2011) to the granitoids of the Curral de Cima Pluton. The granitoids of the Curral de Cima Pluton have Sm-Nd isotope signatures similar to the so-called Conceição-type granitoids of Almeida et al. (1967), within the Transversal subprovince (Sial, 1990; McReath et al, 1998; Guimarães et al, 2004, 2011; Long et al., 2005).

The Paleoproterozoic basement, orthogneisses/migmatites of the so called Serrinha - Pedro Velho Complex, cropped out just north of the Remígio - Pocinhos shear zone, have ϵNd (at 2.0 Ga) values varying from -17.73 to - 26.47, and T_{DM} model ages between 2.0 and 2.6 Ga (Van Schmus et al.,1995, 2003, 2011; Dantas et al., 2004). In the east part of the Transversal domain, Neves et al. (2015) suggest that an island arc formation took place around 2.2 Ga, leading to an expressive volcanic arc edifice by 2.13 - 2.10 Ga.

The Nd evolution paths for the granitoids (Fig. 14), including the mafic enclave, of the Pilõezinhos Pluton are intermediate between those of the Serrinha Pedro Velho Complex and the granitoids from the Curral de Cima Pluton. It suggests that the magma source of the Pilõezinhos granitoids involved components with Nd isotopic signatures similar to the Paleoproterozoic basement and granitoids of the Curral de Cima Pluton.

5. Discussion

The granitoids from the Pilõezinhos Pluton show many features of A-type granites (Loiselle and Wones, 1979; Whalen et al., 1987) i.e., they have high-Fe mafic phases, high contents of total alkalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) and high Fe# values, low CaO, high F content, high REE, HFSE and trace elements, in general, compatible with magmas generated in extensional setting. Their REE patterns are characterized by deep negative Eu anomalies, which are features reported in A-type granites. On the other hand, the granitoids from the Curral de Cima Pluton have geochemical signature typical of I-type calc-alkaline granitoids (Ferreira et al., 2011). The Pilõezinhos and Curral de Cima plutons are in contact and were intruded along of the Remígio - Pocinhos shear zone.

A-type granitoids were defined by Loiselle and Wones (1979). They are granitoids emplaced in extensional environment, i.e., post-collisional or within plate settings, and the magma generated by the melting of a lithospheric source from which a previous melt had

been extracted, or by differentiation of a basalt magma. Geochemically they are characterized by high total alkalis, halogen, particularly high F, high FeO/MgO ratios and lower CaO, compared to I- and S-types. Their mineralogy is characterized by iron-rich mafic silicates or alkali-rich mafic silicates in peralkaline suites. A-type granites probably result mainly from partial.

According to Eby (1992), A-type granites are divided into two groups: 1) granites resulted from differentiation of basalt magma derived from an OIB-like source (A₁-type) associated with anorogenic settings, and 2) granites derived from the subcontinental lithosphere or lower crust, often emplaced in post-collisional or postorogenic settings (A₂-type).

The granitoids of Pilõezinhos Pluton show many geochemical and mineralogy characteristics of A₂-type, post-collisional, alkaline, ferro-potassic granites which correspond to the aluminous A-type granites of King et al. (1997). Magmatism with such geochemical signature and crystallization age, have been reported in the Rio Grande do Norte domain, the Solânea Complex (Guimarães et al., 2009), just north of the Pilõezinhos intrusion, associated to the splay of the Remígio - Pocinhos shear zone; within the Transversal subprovince, along the E-W trending dextral, Coxixola Timbaúba shear zone, the Marinho Pluton (Guimarães et al., 2015). In pre-drift reconstruction of Pan-African and Brasiliano terranes (Castaing et al., 1994), the Remígio-Pocinhos shear zone continues in Africa as the Central Cameroon and Adamaoua shear zones. In the central domain of Cameroon Pan-African fold belt, along the Central Cameroon shear zone (Fig. 2), Nzina et al. (2010) report synkinematic ferro-potassic magmatism. However, geochronological data are not available. Granitic Magmatism with similar geochemical signature and age is reported in eastern Nigeria by Ferré et al. (1998).

5.1. Origin of the Pilõezinhos Pluton

The Pilõezinhos granitoids show many mineralogical and geochemical characteristics of A-type granitoids. The geochemical and mineralogical varieties of the A-type suites are due to the distinct geotectonic settings in which the A-type granitoids are intruded. They have been recorded in continent and oceanic floor (Bonin, 2007). The Pilõezinhos Pluton granitoids are A₂-type, intruded during a post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Orogeny, associated to transcurrence. Similar A-type intrusions are reported in Algeria (Taourirt – Hoggar, suite -Azzouni-Sekkal et al., 2003), Mali (Adrar des Iforas, - Liégeois and Black,

1984), Post-kinematic suite of Finland (Nironen et al., 2000), Província Borborema, Brazil (Bravo Pluton - Lages et al., 2016; Solanea Pluton, Guimarães et al., 2009).

Many petrogenetic models have been proposed to the source of A-type granites. Partial melting of F and/or Cl enriched dry, lower crust granulitic residue resulted from previous extraction of orogenic granite (I-type calc-alkaline magmas) was proposed as the origin of the A-type granites by many authors (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987). However, alkali feldspar and biotite cannot be residual phases during the generation of I-type magmas from partial melting of basaltic to tonalitic source (Rutter and Wyllie, 1988), because biotite and alkali feldspar have melting temperatures lower than those necessary to melt hornblende. Magmas produced from such residue have low SiO₂ and K₂O contents (Rudnick and Taylor, 1987), which are characteristics distinct from those recorded in the Pilõezinhos Pluton.

Melting experiments on biotite- and amphibole bearing tonalitic gneisses at 10 kbar (Skjerlie and Johnston, 1992) produced a granulitic residue and F-rich granitic melt chemically similar to A-type granites, except by lower SiO₂ and slightly higher Al₂O₃ contents. This model does not require a previous melting event, dehydroxylation (OH \leftrightarrow F) of the source biotite is sufficient. The presence of F-rich biotite and amphibole in the granitoids of the Pilõezinhos Pluton and their lower SiO₂ contents, compared to those recorded in typical felsic A-type (> 74 %wt) granites (Whalen et al., 1987) could support their crystallization from F-rich melt.

The Nd and Hf isotopic signatures favour the generation of the Pilõezinhos granitoids magma by melting of a Paleoproterozoic felsic lower crust, similar to the tonalitic gneisses described by Dantas (1997).

However, the younger Hf T_{DM} model ages and ϵ Nd values slightly higher than those recorded in the Palaeoproterozoic tonalitic gneisses of the Serrinha Pedro Velho Complex, suggest that the source of the Pilõezinhos granitoids magma also involved a younger component. This younger component could be associated to mafic magma input in the lower crust during extension, which can also be the heat source required for the partial melting. Halogen-rich fluids from the mantle (Bailey, 1980) can respond for the F-rich mafic phases recorded in the granitoids from the Pilõezinhos Pluton. The Pilõezinhos granitoids plot in the field of infracrustal source in the La/Nb versus Th/Nb diagram (Fig. 15) with fields after Plank (2005).

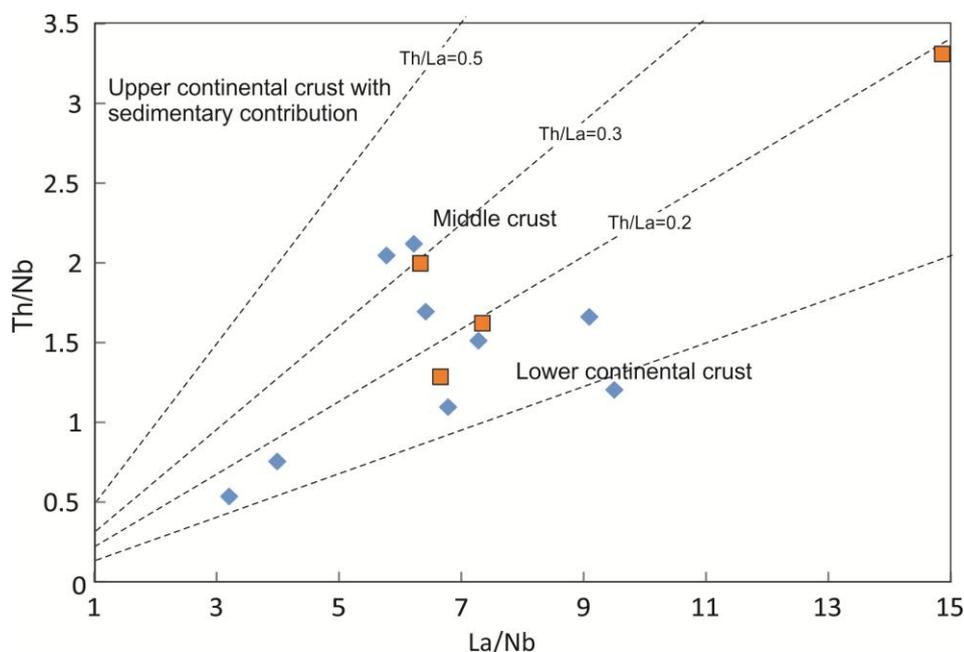


Figure 15. The studied granitoids plotted in the La/Nb versus Th/Nb diagram; fields after Plank (2005). Symbols as in figure 5.

Viscosities of melts fluorine-bearing aluminosilicate are temperature dependent. The viscosity decreases as the fluorine and SiO₂ content increase, and also by the melt depolymerization caused by replacement of Si-O-(Si,Al) bridges with Si-F bonds (Dingwell et al., 1985). High-F content during melting processes promotes a complexing effect (Collins et al., 1982), generating melting with high contents of HFSE, mainly Zr, Nb and Y and REE. High temperatures (>900°C) can also respond by high HFSE and REE recorded in A-type granites. The high Ga/Al ratios recorded in the Pilõesinhos granitoids and in many A-type suites are also explained by the presence of F. During melting in the presence of F, Ga forms stable octahedrons (GaF₆³⁻) while Al forms stable octahedrons AlF₆³⁻ only in SiO₂ saturated melts (Cotton and Wilkinson, 1980; Manning et al., 1980).

According to Cocherie (1986) the projection of Rb versus Ba, Sr, Sm and La can indicate the process involved in the magma evolution. If the partial melting dominates the samples plot according to a curve of low inclination while fractional crystallization favor the samples plotting according to a high angle negative trends. The granitoids of the Pilõesinhos Pluton show strong negative correlation in the Rb versus Ba, Sr, Sm and La (Fig. 16) suggesting that fractional crystallization was the dominant process during the Pilõesinhos granitoids magma evolution. The Harker diagrams (Fig. 6) associated to the spidergram patterns (Fig. 9) suggest that the fractional crystallization involved plagioclase, amphibole, titanite, allanite, ilmenite and apatite fractionation.

The Pilõezinhos granitoids were crystallized under temperatures varying from 745 to 1003 °C, and pressures of 4.28 to 5.95 kbar, which correspond to depth of ~ 15 to 20 km, close to the brittle/ductile transition, i.e., upper part of the medium crust (Bonin, 2007). High temperature, associated to high-F and Cl contents, promoted the fractionation processes and lowered the magma viscosity (Dingwell and Mysen, 1985).

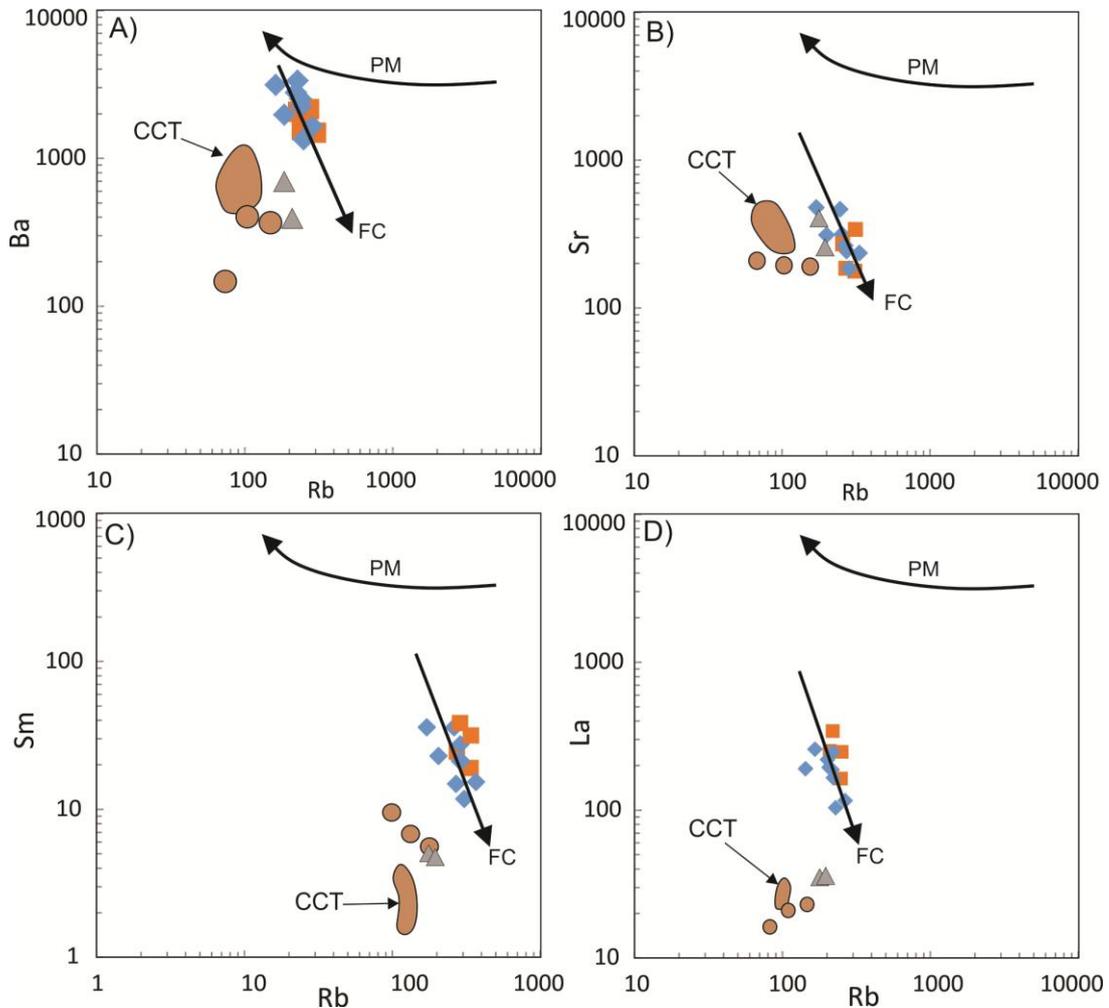


Figure 16. The studied granitoids in the Rb versus Ba, Sr, Sm, La diagrams. PM = Partial melting; FC = Fractional crystallization. Symbols as in figure 5.

5.2. Origin of the Curral de Cima Pluton

The granitoids of the Curral de Cima Pluton are magnesian, epidote bearing, I-type, calc alkaline granitoids (Ferreira et al., 2011). They show ϵNd values close to the reference values of the CHUR ($\epsilon\text{Nd}=0$), suggesting a strong juvenile component in their source.

Amphibole-rich enclaves are widespread within the Curral de Cima Pluton and interpreted by Ferreira et al (2011) as source rock (metabasalt) fragments. The granitoids of the Curral de Cima Pluton show $\delta^{18}\text{O}$ (average of 9.7 ‰) values within the intervals suggested by O'Neil et al. (1977) to granitoids generated by melting of igneous sources ($\delta^{18}\text{O}$ values up to 10‰). However, Ferreira et al (2011) suggested that the $\delta^{18}\text{O}$ values are higher than those reported to the source of I-type granites, and suggest that partial melting of a previous hydrothermally altered metabasaltic source formed the Curral de Cima magma.

Others plutons with similar ages, geochemical and isotope signatures are reported in the Transversal (Sial, 1990; Guimarães et al., 2004, 2011) and South (Long et al. 2005, McReath et al., 1998) subprovinces.

We favor that the Curral de Cima granitoids magma was originated from a mixed source, involving partial melting of the lower crust due to a basalt underplating associated to decompression during the compressive stage of the Brasiliano/PanAfrican Orogeny. The underplated basalt was the juvenile component involved in the magma source of the Curral de Cima granitoids, explaining in this way, the higher ϵNd compared to those recorded in the granitoids of the Pilõezinhos Pluton.

5.3. Tectonic model

The Curral de Cima Pluton intrusion is coeval with a flat-lying foliation event (630-600 Ma) in the region (Guimarães et al., 2004, 2011; Archanjo et al., 2008; Archanjo and Fetter, 2004), associated to the compressive stage of the Brasiliano Orogeny. However, flat-lying foliation as recorded in others intrusions with ages in the same time span, is not recorded in the Curral de Cima Pluton. The NE trending of the Remígio - Pocinhos shear zone, associated to crystallization age of the Curral de Cima granitoids and the NW-SE trending of the Brasiliano/Pan-African orogeny contractional structure (Neves et al., 2005) favor the hypothesis that the Remígio Pocinhos shear zone represents a lateral escape of the Brasiliano/Pan-african orogeny compressive stage 620 Ma ago. The transtension gives way to the decompressional melting of the mantle lithosphere or possible the asthenosphere. The Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signature of the mantle lithosphere beneath the Borborema Province (Guimarães and Silva Filho, 1998; Guimarães et. al., 2004; Hollanda et al., 2003, among others) associated to the Nd signatures reported by Ferreira et al. (2011), favor the decompression melting of the asthenosphere. The mantle melts rise to the lower crust promoting partial melting and mingling/mixing with the created crustal melts and

rose to the mid- to upper-crustal levels (~15 km) were complete the crystallization under high fO_2 conditions. A cartoon explaining this model is shown in figure 17.

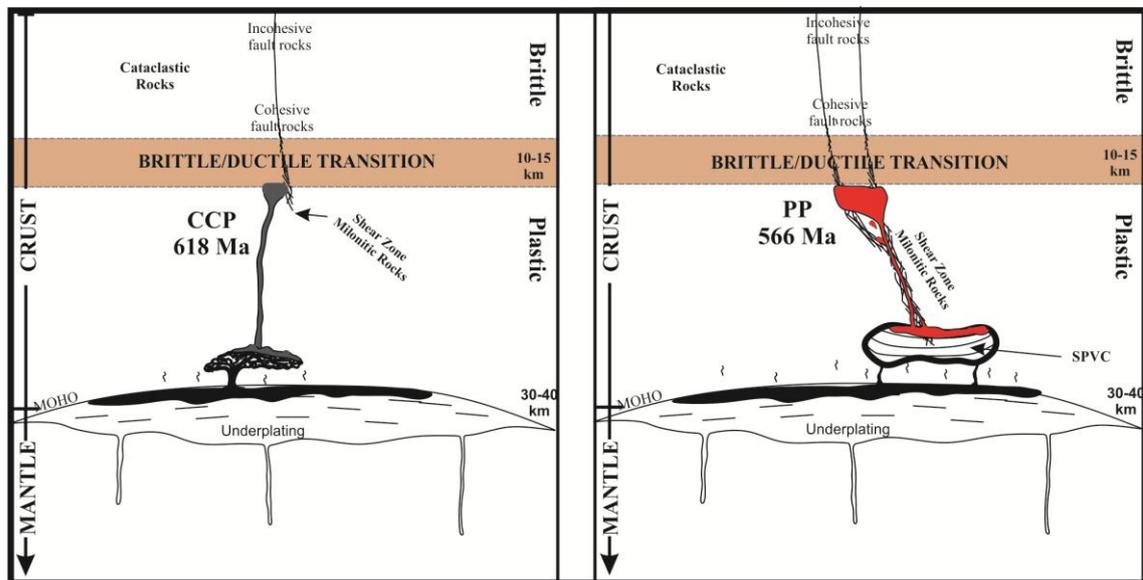


Figure 17. Cartoon explaining the evolution model of the: (A) Curral de Cima Pluton, and (B) Pilõezinhos Plutons. CCP: Curral de Cima Pluton; PP: Pilõezinhos Pluton; SPVC: Serrinha Pedro-Velho Complex.

Neves et al. (2005) and Neves (2012) dated the beginning of the transcurrent regime in the Transversal subprovince at ca. 590 Ma. A HT/LP, ca. 575 Ma, post-collisional metamorphic event was recorded in the Seridó Belt of the Rio Grande do Norte domain, and in Igarra and Ilesha schist belts in south Nigeria (Archanjo et al., (2013). This event is not recorded in the Transversal and Southern subprovinces. There, the peak of high-T metamorphic conditions occurred at ca. 620 Ma. Viegas et al., (2014) identified a 560 - 565 Ma high temperature metamorphic event, along the Patos shear zone, associated to anatexis, and postdating the peak of metamorphic event in the Seridó Belt. According to Viegas et al. (2014), this high - T metamorphism can be associated to localized deformation, that kept the mylonites under high temperatures after the peak of metamorphic conditions of the Seridó Belt or, it represents a new shear deformation event under high temperature. The intrusion of the Pilõezinhos Pluton (566 ± 3 Ma) coeval with the high-T reported by Viegas et al. (2014) suggests that the Pilõezinhos Pluton were intruded during a later high-T deformation event, which reactivated the Remígio Pocinhos and Matinhas shear zones after the peak of the high-T metamorphic event in the Seridó Belt.

The Nd and Hf isotope signatures associated to the geochemical signature strong suggest that the magma source of the Pilõezinhos granitoids involved a dominant Paleoproterozoic crustal component of tonalite to granodiorite compositions. The ϵ_{Nd} values slight lower than those recorded in the basement orthogneisses and also, the presence of small and rare mafic enclaves showing higher ϵ_{Nd} compared to the country granites and similar to the values recorded in the granitoids from the Curral de Cima Pluton, suggest small participation of younger component in the magma source of the Pilõezinhos granitoids, which can be mantle melts rising into the crust, through deep seated shear zone, promoting melting of the lower crust, but without extensive mixing/mingling processes. The high-halogens (F, Cl) contents in the magma, associated to the high-T liquidus, allowed the magma to rise up to mid-, upper-crustal levels, changing the composition through fractionation processes, where it finally crystallized.

6. Conclusions

On the basis of geochronological, geochemical and Nd – Hf isotopic data, the following conclusions can be drawn regarding the origin and tectonic setting of the granitic intrusions along the east part of the Remígio-Pocinhos shear zone:

1) The granitoids of the Curral de Cima Pluton were generated by magma mixing/mingling processes between crustal and a significant mantle melts generated by decompression (lateral escape) during the compressive regime of the Brasiliano Orogeny (618 ± 4 Ma).

2) The granitoids of the Pilõezinhos Pluton were generated by melting of a source similar in composition to orthogneisses of the Serrinha Pedro Velho Complex, with small contribution of mantle component, during a high-T deformation event at 566 Ma ago, that reactivated the Matinhas and Remígio-Pocinhos shear zones. The synchrony movement of the dextral Remígio Pocinhos and sinistral Matinhas shear zones, created an extensional site, allowing the magma of the Pilõezinhos granitoids rise up to the upper middle crust, evolving through fractional crystallization, where it finally crystallized.

3) The similar crystallization ages, geochemical and isotopic signatures recorded among the granitoids of the Pilõezinhos Pluton, Solânea Complex from the Rio Grande do Norte domain, granitoids from eastern Nigeria and Central Cameroon, suggest an extensive high-T transtensional deformation event. Their emplacement followed the peak of a high-T metamorphic event of the Seridó Belt, during the Gondwana consolidation

Acknowledgements

We gratefully acknowledge the constructive discussion with Dr. Sergio Pacheco Neves (Pernambuco Federal University) which considerably improved the manuscript. This work was supported by the Brazilian National Research Council – CNPq (Proc. 470255/2013-7). Jefferson Valdemiro de Lima thanks CAPES by the Master degree scholarship.

References

- Almeida, F.F.M., Leonardos, O.H., Valença, J., 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: PROCEEDINGS OF THE SYMPOSIUM ON NORTHEASTERN SOUTH AMERICA GRANITES, Recife, IUGS/UNESCO, p. 41
- Almeida, F. M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande. Atas, SBG, 363-391.
- 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* 166, 233-247.
- Anderson, J.L., Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549-559.
- Archanjo, C. J., Fetter, A. H., 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brazilian Orogen, Northeastern Brazil). *Precambrian Research* 135, 193-215.
- Archanjo, C. J.; Hollanda, M. H. B. M.; Rodrigues, S. W. O; Brito neves, B. B.; Armstong, R., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-336.
- Archanjo, C.J., Viegas, L. G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Dunyi, L., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U/Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Journal of South American Earth Sciences* 23, 701-714.
- Archanjo, C.J., Salim, J., 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, Boletim – SBG, 270 – 281 (in portuguese).
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi- Zinet, S., Bonin, B., 2003. The “Taourirt” magmatic province, a marker of the closing stages of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of the available data and Sr–Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37, 337–350.

- Bayley S.W., 1980. Structures of layer silicates. In: G.W. Brindley, G. Brown (eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. London, MAS Monographs, 1-123.
- Bertrand, J.M.L, Michard, A. Boullier, A.M., Dautel, D., 1986. Structure and U-Pb geochronology of central Hoggar (Algeria); A reappraisal of its Pan-African evolution, *Tectonophysics* 5, 955-972.
- Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97, 1-29.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D. Patchett, P.J., 2008. 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 Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57.
- Bühn. B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 81 (1), 99-114.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos neto, M.C., Kozuch, M. O. 1995. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectiva. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 279-296.
- Brito Neves, B.B., Mantovani, M.S.M., de Moraes, C.F., Sigolo, J.B., 2008. As anomalias geológicas e geofísicas localizadas ao norte de Itapororoca (PB), folha Guarabira. *Revista Brasileira de Geociências* 38 (1), 1–23.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet. C. , Chèvremont, P. 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precamb. Res.* 69(1-4), 327-344.
- Compston, W. 1999. Geological age by instrumental analysis: 29th Hallimond lectures. *Mineralogical Magazine* 63, 297-311.
- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patters in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189-200.
- Cotton, F.A., Wilkinson, G. 1980. *Advanced inorganic chemistry*. New York, John Wiley Interscience.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Amer. Mineral.* 71, 317-324.

- Dada, S.S. 1998. Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research* 87, 65–74.
- Dada, S.S., Briquieu, L., Harms, U., Lancelot, J.R., Matheis, G., 1995. Charnockitic and monzonitic Pan-African series from north-central Nigeria: trace element and Nb, Sr, Pb isotope constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology* 124, 233–252.
- Dantas, E.L., 1997. Geocronologia U-Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos do Maciço Caldas Brandão, Ne do Brasil. Doctor Thesis, Instituto de Geociências, UNESP, Brasil, 206 pp. (in Portuguese)
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 221–228.
- Dingwell, D.B., Mysen, B.O., 1985. Effects of fluorine and water on the viscosity of albite melt at high pressure: a preliminary investigation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74: 266-274.
- De Witt, M.J., Jeffery, M., Bergh, H. & Nicolaysen, L., 1998. Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition 150 Ma. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA.
- Ebert, H. 1970. The precambrian geology of Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and origin of its mineral resources. *Geol. Rundschau* 59, 1299-1326.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.
- Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P., 1998. Pan-African, postcollisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45, 255–279.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., de Sá, E.F.J., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 439–455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Armstrong, R., Spicuzza, M.J., Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 2011. Contrasting source and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brasil: O, Sr, and Nd isotopes. *Lithos* 121, 189 – 201.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Armstrong, R., Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., De Lima, M.M.C., Da Silva, T.R., 2015. Reworked old crust-derived shoshonitic magma: The Guarany pluton, Northeastern Brazil 232, 150–161.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J., Frost, C. D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033 - 2048.

Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49, 1955 - 1969.

Galindo A.C. 1993. Petrologia dos granitoides brasileiros da região de Caraúbas Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. Doctoral thesis, UFPA, 370p. (in portuguese).

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

Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., Van Acherbergh, E., O'Reilly, S.Y., Shee, S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 133–147.

Guimarães I.P., Silva Filho A.F., 1995. An example of in situ granite formation in the northern boundary of the Proterozoic Sergipano Fold Belt, NE Brazil: the Xingó Complex. *Journal of South American Earth Sciences* 8(3/4), 341-354.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U–Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Geology Review* 40, 500– 527.

Guimarães, I.P., Bittar, S.M.B., 2011. Mapa Geológico – Folha Guarabira SB.25-Y-A-V. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

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) granite magmatism in the Pajeu-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precam. Research* 135(1-2), 23–53.

Guimarães, I.P., Bittar, S.M.B., Da Silva, J.M.R., 2008. Mapa Geológico – Folha Solânea SB.25-Y-A-IV. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., de Araújo D.B., de Almeida C.N., Dantas E., 2009. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*, 15:98-110. doi:10.1016/j.gr.2008.06.011 Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia (6), 2683-2696.

Guimarães I.P., da Silva Filho A.F., Almeida C.N., Macambira M.B., Armstrong R., 2011. U-Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3–1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 383-396.

- Guimarães, I.P., De Fatima, L.B.M., Lages, G.A., da Silva Filho, A.F., Santos, L., Brasilino, R.G., 2015. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 68, 97–112.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297-1313.
- Hollanda, M.H.B., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M., 2003. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: Inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 15(8), 885-900.
- Holland, T., J. Blundy, 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Con. Mineral. Petrol.* 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grisson, G., Peters, E.K., Stowell, H.E. & Sisson, V.B., 1987. Confirmations of empirical correlation of Al in hornblende pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293–305
- Jardim de Sá, E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província da Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geologia, UnB. 803 p.
- King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W. and Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Bel., southeastern Australia. *J. Petrol.*, 38: 371-391.
- Lages, G. A., Marinho, M. S., Brasilino, R. G., 2011. Pluton bravo: granito trans-alcálico pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, província Borborema. In: XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, 725 – 728.
- Liégeois, J.P., Black, R., 1984. Pétrographie et géochronologie Rb–Sr de la transition calco-alcálico–alcálico fini-Panafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali): Accrétion crustale au Précambrien supérieur. In: Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), *Géologie africaine—African geology*, Volume en hommage à L. Cahen, Tervuren, 115–145.
- Lima, J. V., Guimarães, I. P., Santos, L., Amorim, J. V. A. , Farias, D. F. Química mineral e condições de cristalização de granitos intrudidos ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos, NE do Brasil: Plúton Pilõezinhos. *Pesquisa em Geociências*. In press.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America. Abstracts with Programs* 11, 468.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N. ,2005 Age, Origin and Cooling History of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology* 46 (2), 255–273.

- Manning, D.A.C., Hamilton, D.L., Henderson, C.M.B., Dempsey, M.J., 1980. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous-fluorine-bearing and fluorine-free aluminosilicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 257–262.
- 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.
- McReath, I., LaFon, J. M., Davison, I., Chaves, J. M., Conceição, H., 1998. Brasiliano-age granitoids in the Sergipana Fold Belt, NE Brazil: the Coronel João Sá pluton. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 51–66.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Neves, S.P., mariano, G., 1997. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review* 39, 621-638.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the Tectonic Significance of a Large-Scale Transcurrent Shear Zone System: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* 21, 1369-1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 1 - 32.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197-216.
- Neves, S.P., Monie, P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* 38, 129 - 146.
- Neves, S.P., Lajes, A.G., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 165-187.
- Nironen, M., Elliott, B.A., Rämö, O.T., 2000. 1.88–1.87 Ga postkinematic intrusions of the Central Finland Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos* 53, 37–58.
- Nzina, A.C., Nzenti, J.P., Njiosseu, E.L.T., Ganno, S., Ngnotue, T., 2010. Synkinematic ferro-potassic magmatism from the Mekwene-Njimafofire Fouban Massif, along the Fouban-

Banyo shear zone in central domain of Cameroon Pan-African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research* 2(6), 142-158.

O'Neil, J., Shaw, S.F., Flood, R.H., 1977. Oxygen and hydrogen isotope compositions of granite genesis in the New England batholith, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62, 313–325.

Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.

Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19 (4), 120–125.

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* 36 (11), 875–878.

Planck, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46, 921 – 944.

Richard, P., Shimizu, N., Allègre, C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sol. Lett.* 31, 269 - 278.

Rudnick, R.L., Taylor, S.R., 1987. The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study. *J. Geophys. Res.* 92, 13981-14005.

Skjerlie, K.P. and Johnston, A.D., 1992. Vapour-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalite gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology* 20, 263-266.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.

Sial, A.N., 1990. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4), 88-100.

Silva, J.M.R., Mariano G., 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira Shear Zone, Northeast Brazil. *International Geology Review* 42, 86-95.

Söderlund, U., Patchett, J.P., 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* 219, 311-324.

Souza, Z.S., Kalsbeek, F., Deng, X-D; Frei, R.; Kokfelt, T.F., Dantas, E. Li, Jian-Wei, Pimentel, M.M. , Galindo, A.C., 2016. Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences* 68, 68-96.

Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97, 267-280.

- Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S. & Barbey, P., 1991. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In the Early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America, Lewry, J.F. and Stauffer, M.R. Eds, Geol. Assoc. Can., Spec. Paper. 37, 483-496.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18, 50–107.
- Vaucher, A., Egydio-Silva, M., 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20, 1007 - 1010.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinsk, M., 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeastern Brazil: Initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.* 8, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Dantas, E., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinsk, M., 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 39, Salvador, Anais 6, 152-155.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Dantas, E.L., 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* 127, 287-327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimaraes, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London, Special Publication* 294, 69–99.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 227e252.
- Viegas, L.G.F., Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Vauchea, A., 2014. Microfabrics and zircon UePb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Res.* 243, 1 - 17.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295 - 304.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

Appendix 1

Representative sample locations and discription (PP=Pilõezinhos Pluton; CCP= Cural de Cima Pluton).

Samples	Zone	Longitude	Latitude	Lithology
PP1	25M	216053	9240574	Coarse-grained porphyritic syenogranite
PP2	25M	217199	9240846	Porphyritic granite
PP3	25M	216770	9241223	Foliated coarse-grained porphyritic granite
PP4	25M	218605	9243018	Coarse-grained porphyritic syenogranite
PP5	25M	225010	9246086	Fine-grained monzogranite
PP7	25M	219338	9241993	Porphyritic granite
PP8	25M	218627	9241304	Porphyritic granite
PP9	25M	218612	9240388	Contact zone between the two facies
PP12	25M	216222	9240522	Equigranular fine-grained monzogranite
PP18B	25M	216334	9241460	Syenogranite and fine-grained monzogranite
PP21	25M	226350	9247630	Porphyritic syenogranite
CCP2	25M	245800	9255554	Dioritic enclave hosted on the CCP
CCP3	25M	249441	9256731	Dioritic enclave hosted on the CCP
CCP4	25M	249441	9256731	Dioritic enclave hosted on the CCP

III.3 Artigo 3

Este artigo foi submetido e aceito para publicação no periódico de divulgação científica “Estudos Geológicos”, e apresenta o seguinte título: “MAGMATISMO GRANÍTICO FERRO-POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL NOS DOMÍNIOS NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA: PLÚTON PILÕEZINHOS E COMPLEXO SOLÂNEA”.

ESTUDOS GEOLÓGICOS

Prezado Jefferson e Co-autores,

É com satisfação que comunicamos que o ms, Intitulado: **MAGMATISMO GRANÍTICO FERRO-POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL NOS DOMÍNIOS NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA: PLUTON PILÕEZINHOS E COMPLEXO SOLÂNEA** de autoria de Jefferson Valdemiro de Lima; Ignez de Pinho Guimarães; Lucilene dos Santos; Douglas José Silva Farias; José Victor Antunes de Amorim; foi aceito para publicação no Estudos Geológicos, devendo fazer parte do volume 26(1)/2016, que será colocado online a partir do dia de Junho do ano em curso.

Atenciosamente



Gorki Mariano
Editor

MAGMATISMO GRANÍTICO FERRO-POTÁSSICO PÓS-COLISIONAL NOS DOMÍNIOS NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA: PLÚTON PILÕEZINHOS E COMPLEXO SOLÂNEA

Jefferson Valdemiro de Lima¹;
Ignez de Pinho Guimarães²;
Lucilene dos Santos¹;
Douglas José Silva Farias¹;
José Victor Antunes de Amorim¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFPE, jefferson1901@hotmail.com

²Departamento de Geologia – UFPE, Ignez@ufpe.br

RESUMO

O Plúton Pilõezinhos (566,2±2,9 Ma), com ~100 km², é composto por sienogranitos e monzogranitos intrudidos em rochas metassedimentares tardi-neoproterozoicas e ortognaisses tonianos, em terminações extensionais ao longo do contato entre a Zona de Cisalhamento Matinhas, de direção NE-SW e cinemática sinistral, e a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, de direção E-W e cinemática dextral (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos). Os granitoides do Complexo Solânea (572.5±7.9 Ma), com ~200 km², por sua vez, compreendem sienogranitos, monzogranitos e dioritos alojados a norte da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos dentro de ortognaisses paleoproterozoicos associados ao Complexo Serrinha-Pedro Velho. Ambos os granitoides apresentam feições de campo e petrográficas que indica intrusão sintranscorrente. Os dados de elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR), usados para restringir a origem e evolução dessas rochas, indicam tratar-se de granitoides aluminosos, ferro-potássicos, com afinidade a granitos das séries álcali-cálcica a alcálica, apresentando assinatura química típica de granitos tipo-A₂. A assinatura isotópica (Sm-Nd e Lu-Hf), associada à química de elementos traços sugerem que foram gerados por processos similares, envolvendo a fusão parcial de gnaisses tonalíticos na crosta inferior. Entretanto, um pequeno contraste isotópico com a possível rocha fonte e os altos valores de halogênios evidenciados nos granitoides do Plúton Pilõezinhos sugerem o envolvimento de material juvenil na sua gênese. A evolução magmática dos granitoides do Plúton Pilõezinhos foi controlada principalmente por cristalização fracionada, enquanto que o Complexo Solânea, envolveu, além de cristalização fracionada, processos de misturas de magmas. Ambos os granitoides foram originados após um longo período de tectônica convergente relacionado à Orogênese Brasileira.

Palavras-Chave: Plúton Pilõezinhos; Complexo Solânea; magmatismo pós-colisional; Província Borborema; Brasileiro

ABSTRACT

The Pilõezinhos Pluton (566.2 ± 2.9 Ma), ~ 100 km² in area, is composed by syenogranites and monzogranites intruded in tardi-Neoproterozoic, metasedimentary rocks and Tonian orthogneiss in extensional terminations along the contact between the NE-SW-striking dextral Matinhas Shear Zone and the E-W-striking dextral Remigio-Pocinhos Shear

Zone (the eastern branch of the Patos Lineament). The Solânea Complex (572.5 ± 7.9 Ma), ~ 200 km² in area, comprises syenogranites, monzogranites and diorite and occurs North of the Remigio-Pocinhos Shear Zone, intruding Paleoproterozoic gneisses associated with the Serrinha-Pedro Velho Complex. Both granitoids present field and petrographic features that indicates syntranscurrent intrusion. Major, trace and rare earth elements data, used to constrain the origin and evolution of these rocks, indicate that they aluminous, ferro-potassic granitoids, with affinity to granites of the alkali-calcic to alkalic series, presenting typical chemical signature of type-A₂ granites. The isotopic (Sm-Nd and Lu-Hf) and trace elements chemical signatures suggest that both granitoids were generated by similar processes involving partial melting of tonalitic gneiss from the lower crust. However, a small isotopic contrast with the possible source rock and the high halogens values in the granitoids of the Plúton Pilõezinhos, suggest the involvement of juvenile material in its genesis. The magmatic evolution of granitoids of the Pilõezinhos Pluton was mainly controlled by fractional crystallization, while those of the Solânea complex involved fractional crystallization and magma mixing between the monzogranites and diorites. Both granitoids originated after a long period of tectonic convergence related to Brasiliana Orogeny.

Keywords: Pilõezinhos Pluton; Solânea Complex; post-collisional magmatism; Borborema Province; Brasileiro

INTRODUÇÃO

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) (Fig. 1A) consiste numa região de 450.000 km², situada a norte do Cráton São Francisco, e delimitada a leste e norte pelo Oceano Atlântico, e a oeste pela Bacia do Parnaíba, correspondendo a região nordeste do Brasil. Van Schmus *et al.* (2008) dividiram a Província Borborema nos domínios: Médio Coreá, Ceará, Rio Grande do Norte, Transversal (ou Cental) e Sul. As intrusões graníticas estudadas, Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea (Fig. 1B), estão situados, respectivamente, nos domínios Central e Rio Grande do Norte.

A estruturação atual da Província Borborema é resultante da orogênese Brasiliana (Pan-Africana; 650-580 Ma). A Província Borborema é constituída por quatro unidades maiores: Embasamento Paleoproterozoico composto por complexos gnáissicos migmatíticos, contendo pequenos núcleos Arqueanos com idades U-Pb (zircão) na faixa de 3,4-3,1 Ga (Hackspacher *et al.*, 1991; Brito Neves *et al.*, 1995a, 1995b; Van Schmus *et al.*, 1995; Dantas *et al.*, 1998); faixas de dobramentos neoproterozoicas (toniana a ediacarana), constituídas de sequências supracrustais deformadas e metamorfizadas que circundam os complexos gnáissicos; granitoides Neoproterozoicos (toniano, criogeniano e ediacarano) e extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, com direção predominantemente NE-SW e E-W.

Uma das principais feições associada à Orogênese Brasiliana na Província Borborema é a presença de um intenso magmatismo granítico associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, incluindo a dos principais lineamentos da Província (Pernambuco e Patos), e suas ramificações, além de metamorfismo em condições de alta temperatura. De acordo com suas relações com as zonas de cisalhamento, este magmatismo pode ser classificado como

cedo-, sin-, tardi- e pós-transcorrente, sendo grande parte dos plútons neoproterozoicos do Domínio Central caracterizados como sin-transcorrentes (Neves *et al.*, 2006).

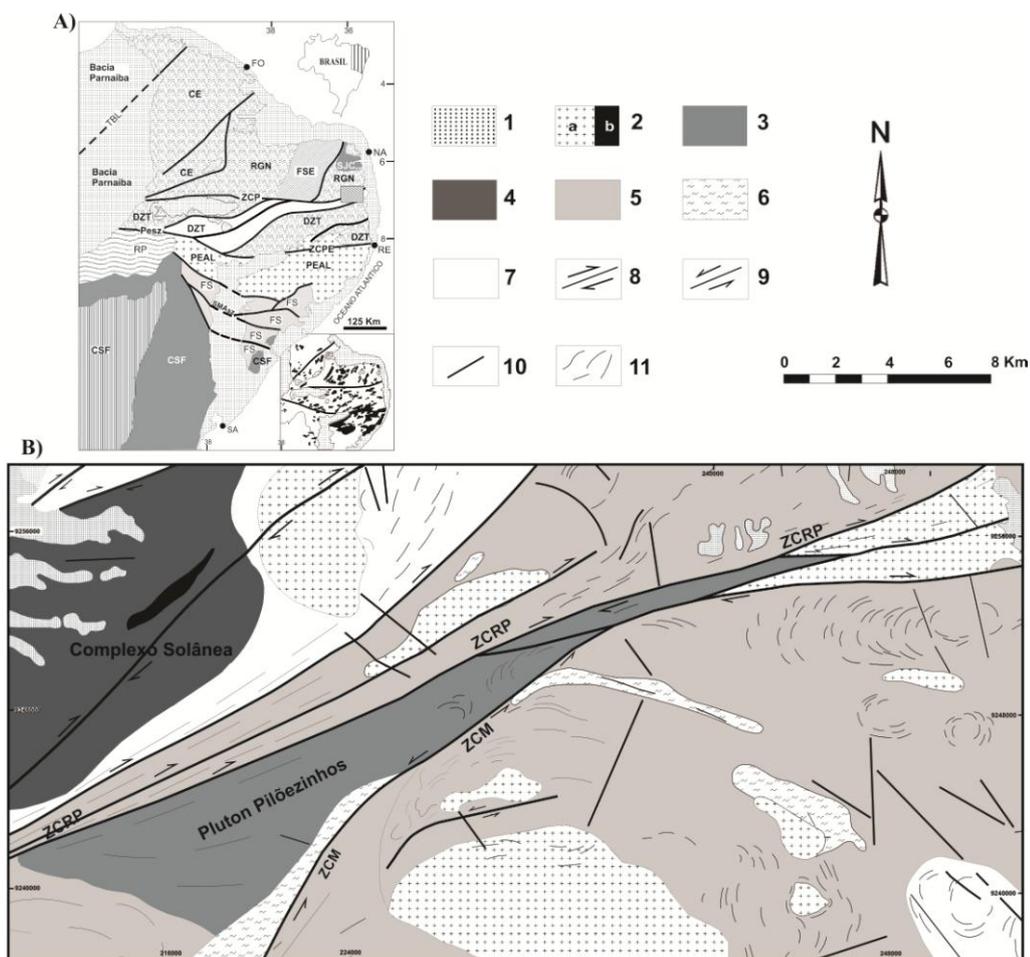


Figura 1. A) Grandes domínios e subdomínios da Província Borborema (Van Schmus *et al.*, 2008). CSF= Cráton São Francisco; FS = Faixa Sergipana; RP = Faixa Riacho do Pontal; PEAL = Subdomínio Pernambuco Alagoas; FSE = Faixa Seridó; SJC = Núcleo arqueano São José do Campestre; CE = Domínio Ceará; RGN = Domínio Rio Grande do Norte; ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco; ZCP = Zona de Cisalhamento Patos. Encarte - Distribuição dos granitoides brasileiros da Província Borborema; B) Mapa geológico simplificado da área estudada. 1: Coberturas Fanerozóicas; 2- a: Granitos brasileiros, b: dioritos; 3: Pluton Pilõesinhos; 4: Complexo Solânea; 5 - Rochas metassedimentares; 6: Ortognaisses Tonianos; 7: Ortognaisses Riaccianos; 8: Zonas de Cisalhamento Destrais; 9: Zonas de Cisalhamento Sinistrais; 10: Fraturas; 11: Foto lineamentos; ZCM: Zona de Cisalhamento Matinhas; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos.

A Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos compreende uma estrutura de grande importância para o estudo em questão. Ela apresenta cinemática dextral e corresponde ao ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos, que limita os domínios Norte e Central. Associada a terminações de zonas de cisalhamento de menor escala e com cinemática, geralmente sinistral, a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos apresenta movimentos extensionais com topo para SW, que gradam progressivamente a movimentos transcorrentes destrais a sul,

definindo uma geometria em meia flor negativa (Nascimento, 1998). Ela deforma metassedimentos do Grupo Seridó e um substrato gnáissico migmatítico mais antigo. Associados a esta estruturação são encontrados diversos plútons graníticos com alojamento sincrônico ao cisalhamento.

O Domínio Central corresponde a um segmento crustal situado entre as Zonas de Cisalhamentos Patos e Pernambuco, ocupando toda a porção sul do Estado da Paraíba e boa parte do Estado de Pernambuco. Este domínio apresenta um trend estrutural ENE-WSW para EW, devido ao movimento dextral entre as duas Zonas de Cisalhamento. Uma feição típica do Domínio Central é um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção EW a ENE-WSW, e sinistrais, com direção NNE-SSW a NE-SW, o qual Jardim de Sá (1994) atribui o termo megaestrutura em dominó, associadas a abundantes plútons graníticos e sieníticos (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Guimarães & Da Silva Filho, 1998; Ferreira et al., 1998; Neves & Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000; Silva & Mariano, 2000). Estas zonas de cisalhamento representam limites de um mosaico de faixas ou terrenos tectôno-estratigráficos que retrabalham uma foliação de baixo ângulo presente em ortognaisses e rochas supracrustais.

A norte da Zona de Cisalhamento Patos há o Domínio Rio Grande Do Norte. Este é limitado a oeste pela zona de cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba, a leste e a norte, o domínio está encoberto pelas rochas sedimentares da Província Costeira e da Bacia do Apodi, respectivamente. Seu embasamento é constituído por gnaisses datados do médio Paleoproterozoico (2.2 - 2.0 Ga) e um núcleo arqueano (Terreno São José do Campestre) registrada na porção nordeste da área (Dantas *et al.*, 1998). A unidade metassedimentar na área é datada do Neoproterozoico (idade de deposição de 640–620 Ma; Van Schmus *et al.*, 2003) e é representada, em grande parte, pelo grupo Seridó. Assim, como outras regiões da Província Borborema, o Domínio Rio Grande do Norte é cortado por vários granitoides ediacaranos. A maioria desses granitoides foi colocado entre 575 e 540 Ma (McMurry *et al.*, 1987; Leterrier *et al.*, 1994; Jardim de Sá, 1994; Trindade *et al.*, 1999; Hollanda *et al.*, 2003; Nascimento et al., 2015). Idades mais recentes (Nascimento *et al.*, 2000; Hollanda et al., 2012; Nascimento et al., 2015) foram encontradas em intrusões no Complexo Serrinha Pedro-Velho, onde o mesmo faz parte do Maciço São José do Campestre. Este maciço foi afetado por metamorfismo de alta temperatura, que atingiu a fácies anfibolito superior a granulito, durante a Orogênese Brasileira (Souza *et al.*, 2006). Datação em leuconoritos e migmatitos relacionados à zonas de cisalhamento extensionais ou transtensionais (Souza *et al.*, 2006), aponta para um pico de metamorfismo de alta temperatura e deformação a cerca de 578 a 574 Ma.

Guimarães *et al.* (1998), a partir de dados de composição mineralógica, afinidade geoquímica, e natureza dos possíveis protólitos, dividiram os granitoides do domínio Central da Província Borborema em cinco tipos principais, os quais foram posteriormente reagrupados (Guimarães *et al.*, 2004) em quatro tipos: 1 - Granitoides cálcio-alcálicos com idade de 610–644 Ma; 2 - Granitoides cálcio-alcálicos de alto-K e shoshonítico com idade U-Pb em zircão de 590 –581 Ma, transicionais entre evento de baixo ângulo e evento de transcorrência; 3 - Granitoides alcálicos pós-colisionais com idade U-Pb de cerca de 570 Ma;

e 4 - Granitóides tipo-A pós-orogênicos associados a magmatismo bimodal subvulcânico com idade entre 540 e 512 Ma.

Os granitoides estudados, Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea, localizam-se a S e N da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, respectivamente. Ambos apresentam feições características de granitos tipo-A₂, e são semelhantes aos granitoides pertencentes ao grupo 3 de Guimarães *et al.* (2004). Neste trabalho, apresentamos dados químicos (Tabela 1), isotópicos e geocronológicos desses granitoides, com a finalidade de obter mais informações a respeito do magmatismo granítico pós-colisional da Província Borborema.

ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

O Plúton Pilõezinhos compreende uma intrusão alongada (ENE-WSW) de aproximadamente 100 km² de área, limitado pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. Os granitoides do Plúton Pilõezinhos intrudem rochas metassedimentares tardi-neoproterozoicas e ortognaisses tonianos, em sítios extensionais gerados pela movimentação sincrônica da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ZCRP) de direção E-W e cinemática dextral, e a Zona de Cisalhamento Matinhas de direção NE-SW e cinemática sinistral.

Esses granitoides são classificados em duas fácies petrográficas distintas: fácies 1-sienogranito a monzogranito de granulação média a grossa, e textura porfirítica, contendo raros enclaves dioríticos e xenólitos das encaixantes; e fácies 2- monzogranito equigranular de granulação fina. A forma alongada do Plúton Pilõezinhos associada à presença de foliação paralela à direção da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos e feições de deformação que variam desde o estado magmático até aquelas típicas de deformação no estado sólido (próximo da Zona de Cisalhamento), sugerem intrusão sin-transcorrente.

Esses granitoides contém quartzo como cristais anédricos, às vezes recristalizados e/ou como agregados de subgrãos, geralmente exibindo extinção ondulante, e localmente mostrando textura do tipo *chessboard*, fenocristais de microclínio com composição variando de Or₅₉An₀Ab₄₁ a Or₉₂An₀Ab₀₈, e cristais subédricos de plagioclásio com composição variando de oligoclásio a andesina (An_{17-39%}) e com zoneamento ígneo do tipo normal. As fases máficas principais são biotita, que apresenta valores relativamente elevados de F (1,10-2,20) e Cl (0,01-0,27) e são ricas na molécula de siderofilita (Fe# 0,72 a 0,82), com composição semelhante às de biotitas de granitos alcalinos anorogênicos (Abdel-Rahman *et al.*, 1994), e anfibólios, que apresentam pleocroísmo variando do amarelo ao verde azulado e composição variando de hastingsita a Fe-tchermakita com conteúdo de flúor variando de 0,22 a 0,79 e de cloro variando de 0,25 a 0,45. A composição dos anfibólios e plagioclásio forneceu temperatura de cristalização variando de 745 a 795 °C (Geotermômetro de Blundy & Holland, 1990) e pressões variando de 4,28 a 5,95 kbar (Schmidt, 1992) (Lima *et al.*, no prelo). A temperatura estimada para a líquidus do sistema (872,4 a 1003,7°C) foi calculada com base na saturação de Zr desses granitos segundo os procedimentos de Watson & Harrison (1983) e Watson (1987). Os minerais acessórios são titanitas, que ocorre como cristais primários, geralmente inclusos em biotitas, e tardi-magmáticos, em forma de coroa em volta de minerais opacos, ambas com baixo conteúdo de ETR; allanitas, que ocorre como cristais

euédricos zonados com conteúdo de ETR^T variando de 12,7 a 35,5 % em óxido, e três amostras apresentando elevados valores (54,5 a 67%), principalmente, os ETRL; e minerais opacos, em grande parte representados por cristais idiomórficos de ilmenita. O enriquecimento em ferro dos principais minerais máficos do Plúton Pilõezinhos, e a presença de ilmenita primária sugerem evolução magmática em condições de baixa fO_2 .

O complexo Solânea compreende várias intrusões graníticas, com área total de aproximadamente 200 Km², intrudidas a norte da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. Esse complexo é caracterizado por três fácies petrográficas (Guimarães *et al.*, 2009): (1) biotita, hornblenda monzogranito porfirítico a quartzo monzonito de granulação grossa, (2) diorito a quartzo diorito, e (3) sienogranito a monzogranito de granulação fina a média. Esses granitoides intrudem ortognaisses paleoproterozoicos migmatizados pertencentes ao Complexo Serrinha-Pedro Velho. A foliação magmática (NE-SW) é caracterizada por cristais euédricos de K-feldspatos orientados paralelamente à foliação milonítica das rochas encaixantes, sugerindo que a Zona de Cisalhamento Remígio Pocinhos controlou a intrusão dos granitoides.

Petrograficamente, a fácies 1 é caracterizada por fenocristais de microclínio e plagioclásio zonado, com núcleo variando em composição entre An_{32-40} e bordas variando entre An_{18-26} . A fase máfica mais abundante é a biotita, cuja composição é enriquecida em ferro. Anfibólio também está presente, e é classificado quimicamente como hastingsita. O conteúdo de $Fet/(Mg+Fet)$ varia de 0,69 a 0,74, evidenciando condições de fO_2 intermediárias, enquanto os dioritos, mais enriquecidos em Mg, sugerem condições de alta fO_2 (Guimarães *et al.*, 2009). Como minerais acessórios, são encontrados grandes cristais euédricos de allanita, epidoto, e titanita secundária. Além dessas, são encontradas apatitas e minerais opacos, geralmente inclusos em palhetas de biotita. A fácies 2 ocorre como enclaves máficos microgranulares e apresentam cristais de K-feldspato com textura poikilítica e apatita acicular, cuja feição é geralmente evidenciada em magmas que sofreram processos de mistura.

QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

O Plúton Pilõezinhos compreende granitoides com conteúdo de SiO_2 variando de 64 a 71%, já os granitoides do Complexo Solânia apresentam conteúdo de SiO_2 menor (52 a 70,2 %). Ambos os plútons mostram elevados valores de álcalis, com razão $K_2O/Na_2O > 1$ e são caracterizados, de acordo com o Índice de Shand, como metaluminosos a fracamente peraluminosos (Fig. 2A).

No diagrama AFM (Fig. 2B), os granitoides estudados são projetados no campo referente à série cálcio-alcálica, inclusive apresentando trends bastante similares. Esses trends se posicionam aproximadamente de forma paralela ao lado AF desse diagrama, mostrando uma leve tendência a cruzar a linha que separa o campo das rochas das séries toleíticas e calcioalcalinas, feições observadas em vários granitoides ferrosos pós-colisionais na Província Borborema (Guimarães *et al.*, 2006).

A projeção das amostras estudadas no diagrama MALI ($\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) versus SiO_2 de Frost & Frost (2008), caracteriza os granitoides do Plúton Pilõezinhos e do Complexo Solânea como álcali-cálcicos a alcálicos (Fig. 2C).

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos apresentam razão $(\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}))$ próximos a 0,9, sendo caracterizados, de acordo com Frost et al. (2001), como granitoides ferrosos (Fig. 2D), que comumente são associados a magmas que evoluíram sob condições redutoras (baixa $f\text{O}_2$), gerando granitos da série ilmenita e sendo projetados no campo típico de granitos tipo-A. Os granitoides do Complexo Solânea apresentam razão $(\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}))$ inferior (0,73 a 0,80), mas, ainda assim, também pertencentes à série ferrosa, sugerindo origem e/ou evolução similares para os magma progenitores dos dois plútons.

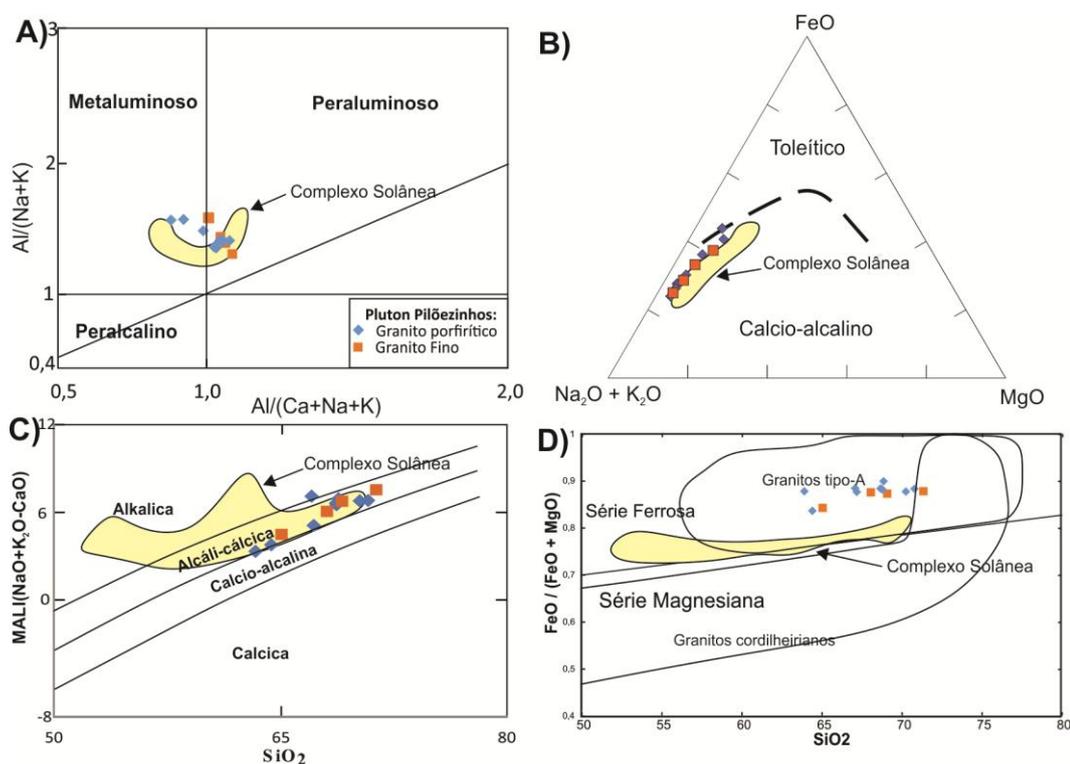


Figura 2. A) Diagrama $\text{Al}/\text{Na}+\text{K}$ versus $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ com os campos de Maniar e Piccoli (1989) para os granitoides estudados; B) Diagrama AFM com as séries calcio-alcálica e Toleítica segundo Irvine & Baragar (1971); C) Diagrama SiO_2 versus Mali ($\text{NaO} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) (Frost & Frost, 2008) para os granitoides estudados; D) Granitoides estudados no diagrama SiO_2 versus $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (Frost et al., 2001). Obs.: Campo com os dados químicos do Complexo Solânea retirados de Guimarães et al., 2009.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) do Plúton Pilõezinhos (Fig. 3), normalizados em relação aos valores do condrito de Nakamura (1974) são fracionados, caracterizados por razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ variando de 15,8 a 68,2 e por fortes anomalias negativas de Eu, com razão Eu/Eu^* variando de 0,21 a 0,77, semelhante aos padrões de ETR de granitoides tipo-A (Nardi, 1989; Dall'Agnol et al., 2005). Essa anomalia negativa de Eu sugere fracionamento de plagioclásio a partir de líquido progenitor. O enriquecimento em ETRL é associado, de acordo com Buma et al., 1971, a incorporação preferencial dos ETRP

na fração líquida, sendo este padrão típico de rochas félsicas crustais. Quando comparados aos granitoides do Plúton Pilõezinhos, os granitoides do Complexo Solânea apresentam padrões similares de ETR (Fig. 3). Ainda assim é evidente o menor conteúdo de ETRL, e padrões menos fracionados, com razões $(Ce/Yb)_N$ variando entre 20 a 40. Além disso, eles mostram anomalia negativa de Eu, com Eu/Eu^* variando de 0.48 – 0.62.

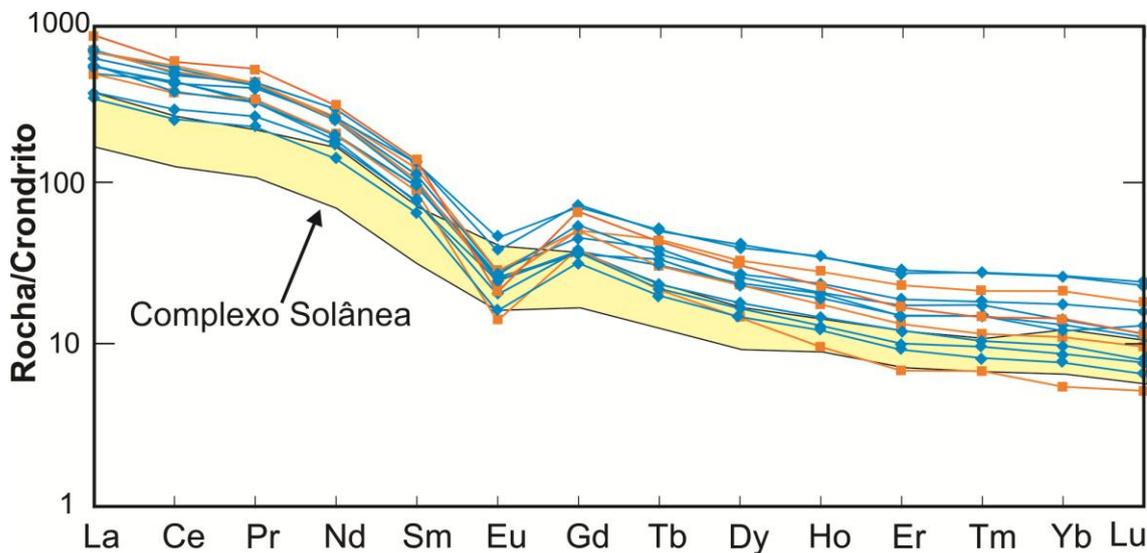


Figura 3. Padrão de ETR para os granitoides estudados normalizados em relação ao condrito de Nakamura (1974). Símbolos como na Figura 2.

Os padrões spidergrams dos granitoides do Plúton Pilõezinhos normalizados em relação ao condrito sugeridos por Thompson (1982) (Fig. 4) são caracterizados por depressões em Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti, semelhante a padrões spidergrams de granitos tipo A. Os padrões spidergrams e conteúdo de elementos menores dos granitoides do Complexo Solânea são bastante semelhantes aos dos granitoides do Plúton Pilõezinhos, inclusive também apresentam depressões em Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti (Fig. 4).

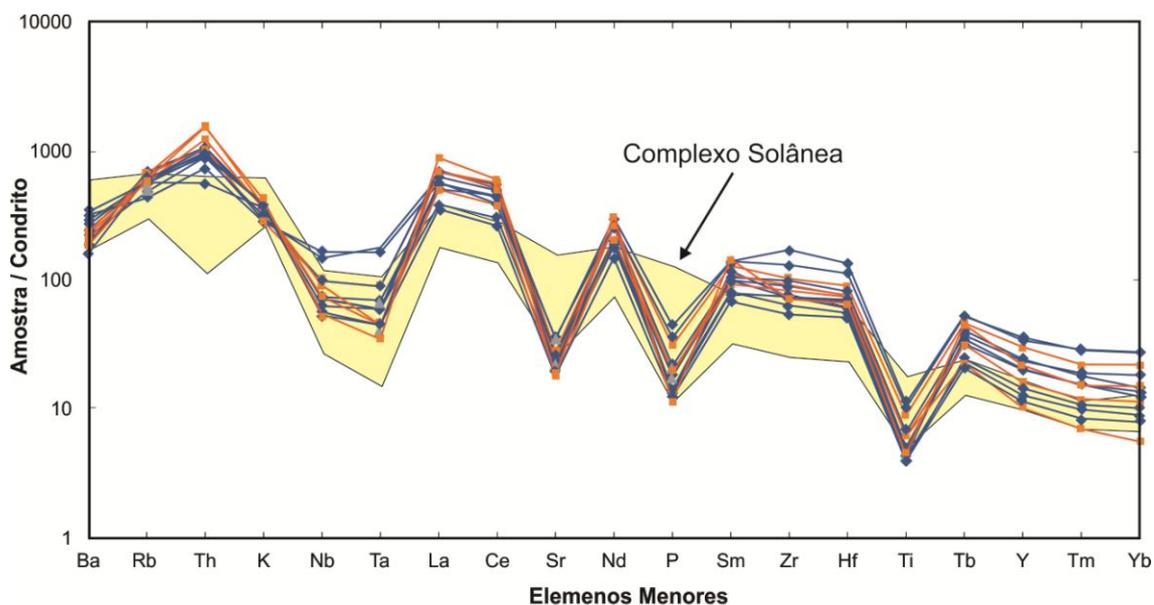


Figura 4. Padrão Spidergram para os granitoides estudados normalizados para os valores de Thompson (1982). Símbolos como na Figura 2.

Quando projetados nos diagramas propostos por Pearce (1996) (Fig. 5A) para a discriminação de ambiente tectônico utilizando os elementos Y, Nb e Rb, os granitoides do Plúton Pilõezinhos e do Complexo Solânea apresentam composição típica de rochas graníticas de ambiente tectônico intraplaca a pós-colisional. De acordo com Pearce (1996), granitos pós-colisionais podem ter diferentes fontes, o que leva à dispersão de amostras no diagrama (Y+Nb) vs Rb, onde as amostras se projetam na transição entre ambientes intraplaca e sin-colisional. Nos diagramas discriminantes de Whalen (1987) ($Zr+Nb+Ce+Y$ x $(Na_2O+K_2O)/CaO$), os granitoides estudados se projetam no campo referente a granitos tipo-A (Fig. 5B), fato já sugerido pelas feições químicas observadas.

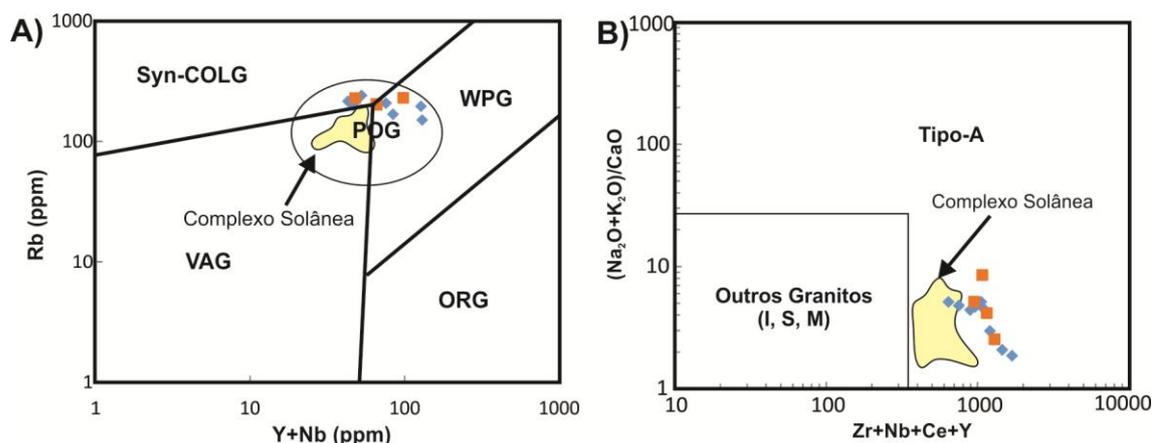


Figura 5. A) Diagrama discriminante de Pearce (1996); B) Diagramas discriminantes de Whalen (1987). Símbolos como na Figura 2.

Os granitoides de ambas as intrusões foram estudados segundo o esquema proposto por Eby (1992) (Fig. 6A), onde ele define os subgrupos A₁ e A₂ vinculando a origem do

primeiro à atividade de pluma mantélica ou hotspots em ambiente de rifte intraplaca e o segundo a uma origem infracrustal, em ambientes tectônicos extensionais. Esses granitoides apresentam alto conteúdo de Zr e são projetados no campo referente a granitos tipo-A₂ e possivelmente derivados de fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior, fato confirmado pela projeção desses granitoides fora dos campos definidos para rochas derivadas de OIB e IAB no diagrama Y/Nb vs. Yb/Ta (Fig. 6 B).

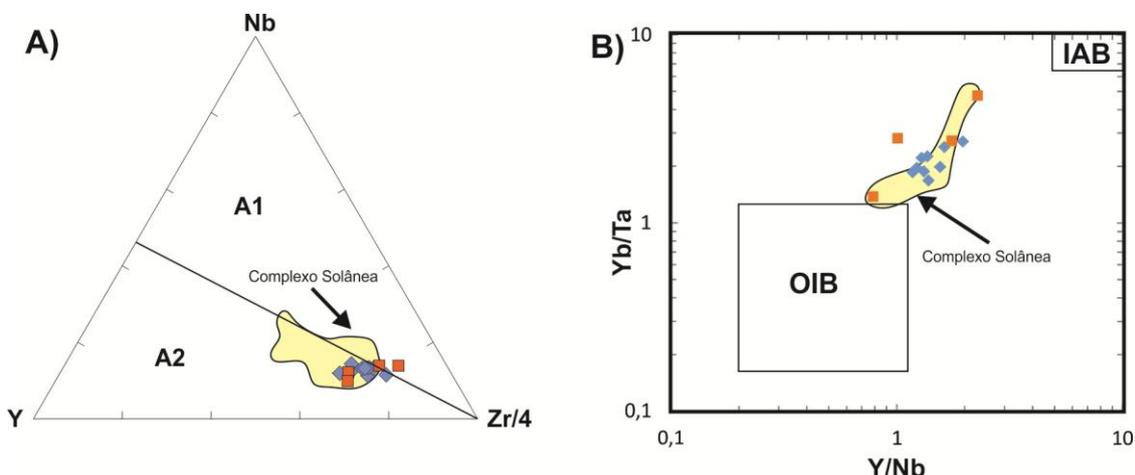


Figura 6. A) Granitoides projetados no diagrama ternário para a classificação de granitos tipo-A (Eby, 1992); B) Diagrama Y/Nb versus Yb/Ta para os granitoides estudados. Símbolos como na Figura 2.

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Datação do Plúton Pilõezinhos por meio do método U-Pb em zircões pela técnica LA-ICP-MS foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As análises foram feitas em torno de dezoito grãos de zircão extraídos de uma amostra da fácies porfirítica (Lima *et al.*, no prelo). Esses grãos são subédricos a euédricos, apresentam o típico zoneamento ígneo, e, geralmente, não mostram inclusões nem grãos herdados. O diagrama concórdia U-Pb mostra a linha concórdia calibrada em milhões de anos (Ma). A maioria dos pontos analisados se projetaram próximos a curva concordia (Fig. 7A), definindo dessa forma uma idade concordia de $566,2 \pm 2,9$ Ma (MSWD: 0,88), interpretada como a idade de cristalização desses granitoides.

Os granitoides do Complexo Solânea foram datados por U-Pb em zircão via TIMS a partir de três frações de multicristais (Guimarães *et al.*, 2009). A população de zircão estudada é composta por grãos euédricos e livres de inclusões ou grãos herdados. As análises forneceram idade de $572,5 \pm 7,9$ Ma (MSWD: 1.17) (Fig. 7B).

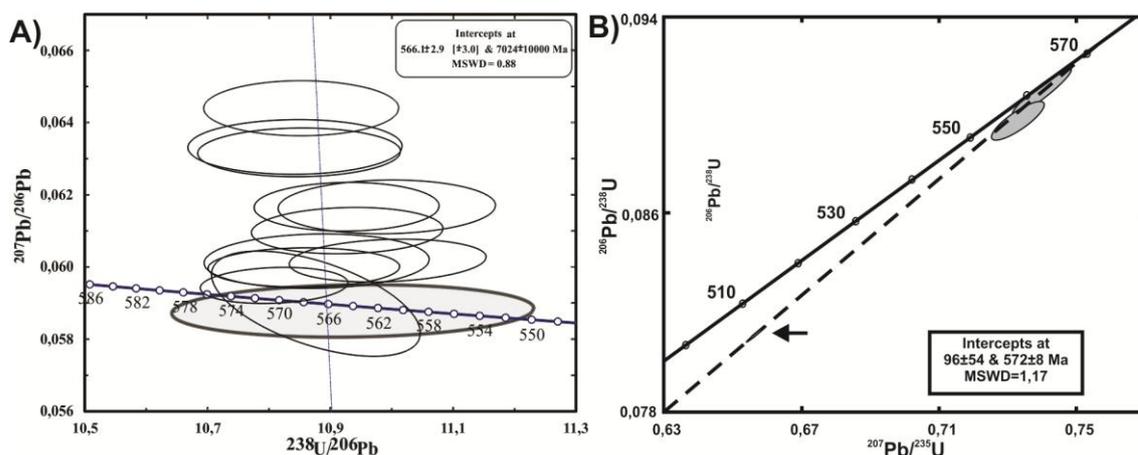


Figura 7. A) Diagrama concordia U-Pb (LA-ICP-MS) para amostra de granitoide do Pluton Pilõezinhos; B) Diagrama concordia (TIMS) para amostra de granitoide do Complexo Solânea, retirado de Guimarães et al. 2009.

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos foram estudados isotopicamente a partir dos métodos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total (Lima *et al.*, no prelo). As análises isotópicas de Hf foram realizadas por LA-MC-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Essas análises foram realizadas nos mesmos cristais datados pelo método U-Pb. As análises forneceram, razão inicial de Hf ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i relativamente uniforme (0,281898 – 0,281976) (Fig. 8A) e valores de ϵHf variando de -16,0 a -18,6 (Fig. 8B) evidenciando que o magma progenitor dos granitoides estudados foi originado a partir de material crustal (razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ menor que a do condrito). A idade modelo T_{DM} calculada para esses granitoides varia de 1,74 a 1,86 Ga, um pouco mais baixa que as idades modelos típicas da região ($T_{\text{DM}} > 2.0$ Ga) (Dantas, 1997).

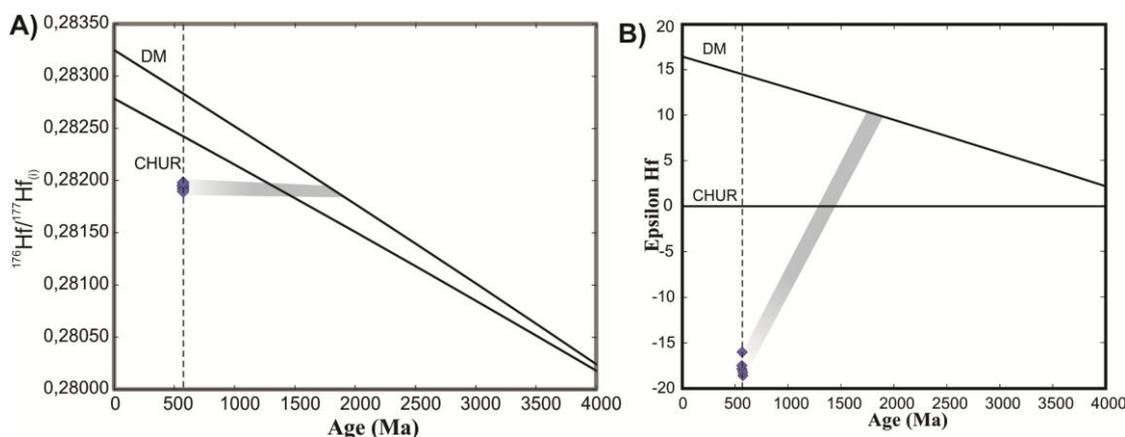


Figura 8. A) Diagrama de evolução isotópica de Hf para os granitoides do Pluton Pilõezinhos; B) Diagramas dos valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ para os granitoides do Pluton Pilõezinhos versus tempo. Símbolos como na figura 2.

O estudo isotópico do Plúton Pilõezinhos pelo método Sm-Nd foi realizado em três amostras, seguindo a metodologia sugerida por Gioia & Pimentel (2000). Os dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Solânea foram reportados por Guimarães et al. (2009). Além desses, foram também utilizados dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Serrinha-Pedro Velho

(Dantas, 1997), unidade que constitui o embasamento da região, com a finalidade de se inferir as possíveis fontes e contribuições para a origem dos plútons estudados.

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos apresentam valores de ϵNd variando de -15,47 a -15,81 (Fig. 9A), que corrobora com a ideia de que o magma que gerou esses granitoides tem origem crustal. As idades modelos T_{DM} calculadas é de cerca de 2,0 Ga. Em relação ao Complexo Solânea, os monzogranitos apresentam ϵNd variando de -19,9 a -18,1, e T_{DM} entre 2.16 a 2.22 Ga. A fácies diorítica apresenta ϵNd de -17,2 e idade modelo T_{DM} de 2,17 Ga.

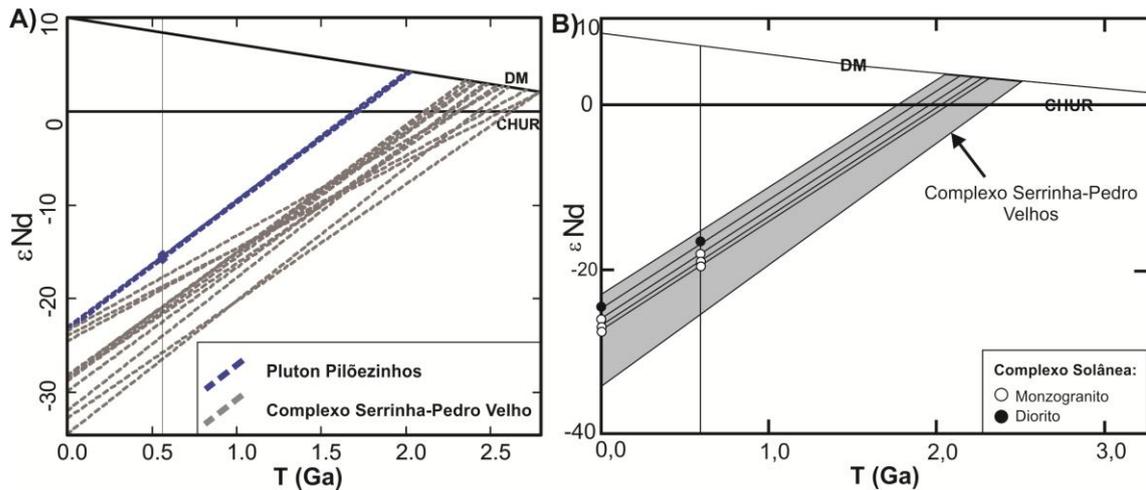


Figura 9. A) Diagrama com os valores de $\epsilon Nd(t)$ para o Pluton Pilõezinhos e Complexo Serrinha-Pedro Velho; B) Diagramas dos valores de $\epsilon Nd(t)$ para os granitoides do Complexo Solânea e tonalitos do Complexo Serrinha-Pedro Velho retirado de Guimarães et al. 2009.

DISCUSSÃO

Ambos os granitoides estudados (Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea) são originados em um estágio orogênico pós-colisional e têm suas evoluções relacionadas a um contexto tectônico associado a zonas de cisalhamento transcorrentes, em especial a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos). O primeiro está alojado em um sítio extensional no contato entre a Zona de cisalhamento Matinhas e a Zona de Cisalhamento Remígio Pocinhos, e o segundo está localizado a norte da mesma. As similaridades nas feições estruturais, químicas, isotópicas e geocronológicas evidenciadas sugerem um contexto semelhante para a origem e/ou evolução magmática desses plútons, e caracterizam o magmatismo como sin-transcorrente.

Tanto os granitoides do Plúton Pilõezinhos (ϵHf : -16,0 a -18,6 e ϵNd : -15,47 a -15,81), quanto os granitoides do Complexo Solânea (ϵNd : -17,2 a -19,9) apresentam valores de ϵHf e ϵNd bastante negativos. Essas assinaturas isotópicas sugerem que ambos foram originados a partir de fonte crustal (Lima *et al.*, no prelo), ou apresentam um componente crustal bastante significativo associado as suas origens, fato corroborado pela projeção, em grande parte dos granitoides estudados, no campo referente a material infracrustal no diagrama La/Nb x Th/Nb (Plank, 2005) (Fig. 10).

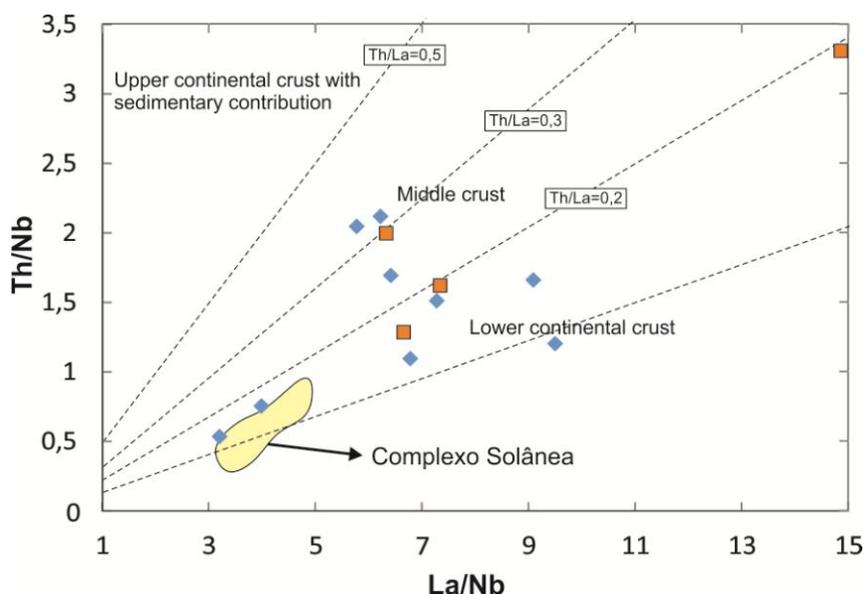


Figura 10. Diagrama La/Nb versus Th/Nb para a discriminação do tipo de material crustal envolvido na gênese dos granitoides dos Plutons estudados. Símbolos como na Figura 2.

Nardi & Bitencourt (2009), a partir de uma revisão da literatura, sugerem alguns parâmetros importantes a serem levados em consideração para a classificação de granitos tipo-A: elevadas concentrações de sílica, $K_2O+Na_2O > 9\%$, razões Ga/Al superiores a 2,6, $FeO_t/(FeO_t+MgO) > 0,9$, e soma de Ce+Y+Nb+Zr superiores a 340. Segundo os autores, para ser considerado granito tipo-A, os resultados geoquímicos de um dado corpo devem obedecer a pelo menos um dos critérios mencionados. Com exceção de poucas amostras, os granitoides estudados atendem a quase todos esses requisitos. Além disso, há uma série de feições mineralógicas, químicas e estruturais que implicam em suas classificações como granitos tipo-A₂ (Eby, 1992), entre elas: composição aluminosa (granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos), elevada razão FeO/(FeO+MgO), grande quantidade de álcalis totais (NaO + K₂O), baixo conteúdo de CaO, alto conteúdo de halogênios nas biotitas e anfibólios, minerais máficos ricos em ferro, alto conteúdo de ETR, com exceção do Eu (anomalia negativa), como evidenciado em outros plútons graníticos tipo-A do Domínio Central da Província Borborema (Nascimento, 1998; Lages *et al.*, 2011; Lima, 2014).

Vários mecanismos (Clemens *et al.*, 1986) têm sido propostos para a geração de granitos tipo-A₂ (Eby, 1992) ou granitos “tipo-A aluminosos” (King *et al.*, 1997). O mais popular é aquele que considera granitos tipo-A₂ como sendo derivados de fusão parcial de uma fonte residual (granulitos da base da crosta) (Collins *et al.*, 1982; Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987; Barker *et al.*, 1975). Entretanto, essa ideia tem sido questionada por Creaser *et al.* (1991); Landenberger & Collins (1996) e Patiño Douce (1997), que sugerem que fundidos de rochas crustais produzem resíduos granulíticos empobrecidos em álcalis e em TiO₂, o que dificulta a origem de granitos tipo-A, a partir da refusão de material com essas características.

Considerando o Complexo Trondhjemítico Serrinha-Pedro Velho (Dantas, 1997) como a principal fonte que originou essas intrusões, fato sugerido pelas similaridades

isotópicas evidenciadas entre os granitoides estudados e os gnaisses tonalíticos paleoproterozoicos deste complexo (Fig 9), e o fato de que o processo de fusão tenha ocorrido na faixa da crosta inferior a média (Fig. 10), um possível modelo que se aplicaria a esses granitoides seria o que associa a origem de granitos tipo-A a fusão de rochas crustais de composição tonalítica a granodiorítica (Creaser *et al.*, 1991; Landenberg & Collins, 1996).

Em relação ao Plúton Pilõezinhos, os elevados conteúdos de halogênios em biotitas e anfibólios corrobora com o modelo proposto por Skjerlie e Johnston, (1992), que sugerem a fusão por desidratação de gnaisses tonalíticos ricos em flúor, à alta temperatura, para explicar determinadas feições e condições evidenciadas em granitos tipo A₂. No entanto, outras intrusões graníticas derivadas a partir da fusão dos gnaisses tonalíticos do Complexo Serrinha Pedro Velho não apresentam alto conteúdo de halogênios (Guimarães *et al.*, 2009), sugerindo que as rochas desse complexo não apresentam mineralogia máfica enriquecida em halogênios, contrariando a aplicação deste modelo para a origem do Plúton Pilõezinhos. O enriquecimento em F notado em algumas suítes tipo-A tem sido explicado (Bailey, 1980) pela ação de fluidos ricos em halogênios provenientes do manto durante a entrada de material quente na base da crosta provocada pela chegada de um *underplating*. A interação entre material tipicamente crustal (Complexo Serrinha-Pedro Velho) e material juvenil, explicaria também os valores de ϵ_{Nd} levemente mais negativos e T_{DM} um pouco mais elevado no caso dos gnaisses tonalíticos Paleoproterozoicos em relação aos granitoides do Plúton Pilõezinhos. Além disso, o alto conteúdo de F, explica várias feições químicas observadas neste plúton, entre elas: o alto teor de Al₂O₃, o enriquecimento em ETR e HFSE (efeito de complexação sugerido por Collins *et al.*, 1982) e os altos valores para a razão Ga/Al.

Os granitoides do Complexo Solânea não apresentam mineralogia máfica enriquecida em halogênios. Nesse sentido, concordamos com Guimarães *et al.* (2009) que sugerem que eles resultam de forma similar ao processo proposto por Landenberg & Collins (1996): fusão parcial de crosta inferior, desidratada durante processos térmicos anteriores que possivelmente geraram magmas tipo-I.

O estudo de elementos maiores e traços (Fig. 11), associado a feições petrográficas como zoneamento em K-feldspato, plagioclásio e allanita sugerem que cristalização fracionada foi um processo importante durante a evolução magmática dos granitoides estudados. A partir de observações de campo, Guimarães *et al.* (2009) sugerem que além de cristalização fracionada, os monzogranitos do Complexo Solânea, envolveram também processos de mistura com magmas dioríticos ao longo de sua evolução. Esses dioritos, segundo os autores, teriam sido originados a partir de fusão parcial de um manto litosférico enriquecido.

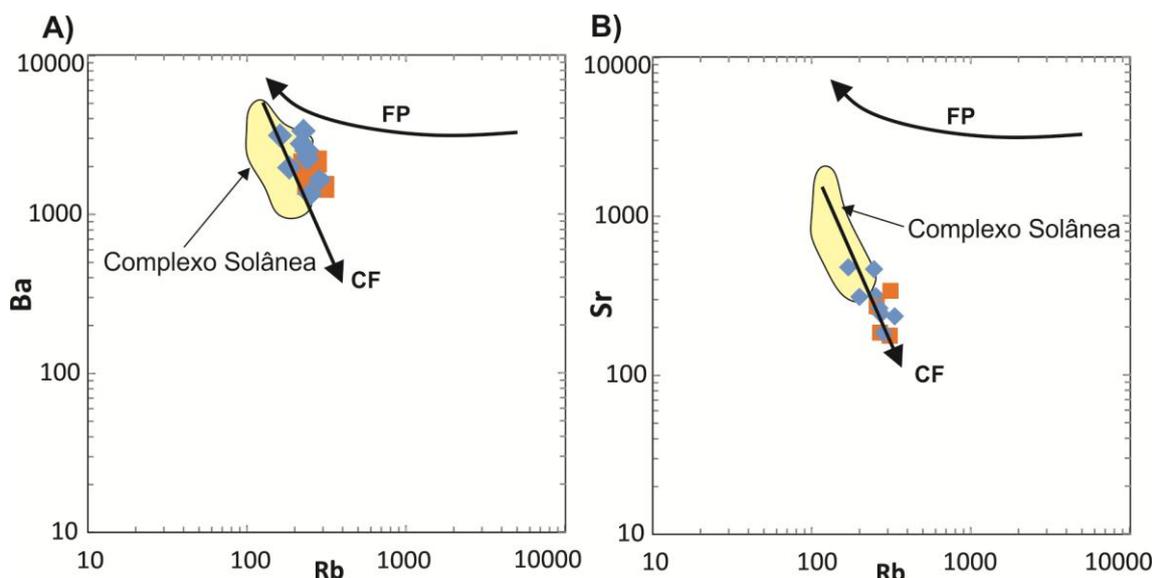


Figura 11. Diagramas Rb x Ba (A) e Rb x Sr (B), com os trends sugestivos de cristalização fracionada (CF) e fusão parcial (FP), segundo Cocherie (1986). Símbolos como na figura 2.

CONCLUSÕES

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos e Complexo Solânea representam magmatismo ferro-potássico, colocados, respectivamente, a 566 ± 3 Ma e 572 ± 8 Ma seguinte ao metamorfismo de alta temperatura associado à deformação transtensional (pico entre 578 e 574 Ma) que afetou o Maciço São José do Campestre. Ambos têm seu alojamento associado à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos) e foram originados em um estágio orogênico pós-colisional, posterior a um longo período de tectônica convergente relacionada à Orogênese Brasileira.

O Plúton Pilõezinhos é caracterizado por monzogranitos a sienogranitos álcali-cálcicos e com assinatura química típica de granitos tipo-A aluminosos (granito tipo-A₂). Suas feições químicas e isotópicas apontam para derivação a partir de fusão parcial de crosta inferior de composição tonalítica (Complexo Serrinha Pedro-Velho), com o envolvimento de pequena quantidade de material juvenil. O enriquecimento em flúor observado em biotita e anfibólios pode ter sido causado por fluidos ricos em halogênios provenientes do manto durante o processo de fusão parcial da porção inferior da crosta. A evolução magmática foi controlada principalmente por cristalização fracionada. Os dados termobarométricos mostram que esses granitoides foram cristalizados em temperatura variando de 745 a 1003°C, e pressão variando de 4,28 a 5,95 kbar, que corresponde a profundidades de cerca de 15 a 20 km. A presença significativa de F e Cl, associada à transcorrência da zona de cisalhamento deve ter facilitado a ascensão do magma granítico do local de origem até esse nível crustal mais raso.

O Complexo Solânea, por sua vez, é constituído por sienogranitos, monzogranitos e dioritos, álcali-cálcicos a alcálicos, e assim como o Plúton Pilõezinhos apresentam assinatura química e isotópica típica de granitos tipo A₂. Apesar das similaridades químicas, isotópicas e geocronológicas desses com os granitoides do Plúton Pilõezinhos, eles não apresentam

conteúdo significativo de halogênios em sua mineralogia. É sugerido que esses granitoides foram derivados a partir da fusão parcial de gnaisses tonalíticos Paleoproterozoicos, de forma similar ao Plúton Pilõezinhos. Em relação à evolução magmática, esta parece ter sido controlada por cristalização fracionada e processos de mistura com magmas dioríticos.

Os dados químicos, isotópicos e geocronológicos dos granitoides evidenciam magmatismo semelhante em domínios distintos. Este fato parece sugerir que não há fortes diferenças entre esses dois domínios, ou são domínios distintos com a mesma assinatura isotópica, e que evoluíram juntos durante o Ediacarano.

Referências

Abdel Rahman, A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and Peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35: 525-541.

Almeida, F. M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A.1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. Atas, SBG, 1977, p: 363-391.*

Bailey, D.K. 1980. Volcanism, Earth degassing and replenished lithospheric mantle. *Philos. Trans. R. Soc. London, A*, 297: 309 – 322.

Barker F, Wones D R, Sharp W N, Desborough G A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2: 97-160.

Blundy, J. & Holland, T. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos neto, M.C., Kozuch, M. O. 1995a. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectiva. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 279-296.

Brito Neves, B.B. Crátons e faixas móveis. São Paulo: *Boletim de Geociências da USP*, 1995b, 1: 1-187.

Buma, G.; Frey, F.A.; Wones, D.R. 1971. New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 31: 300-320.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Cheppell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution on Mineralogy Petrology*, 80: 189–200.

Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual source model. *Geology*, 19: 163–166.

- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317–324.
- Cocherie, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2517-2522.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. e Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- Dantas, E.L., 1997. *Geocronologia U–Pb e Sm–Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de São Paulo, 208p.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 221-228.
- Eby, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115-134.
- Eby, G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 439-455.
- Frost; B.R.; Barnes, C.; Collins, W.; Arculus, R; Ellis, D.; Frost, C. 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Frost, B. R. & Frost, C. D. 2008. Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(1): 1955-1969.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.*, 72: 220-245.
- Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. 1998. Nd- and Sr-isotopic and U–Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Geology Review*, 40: 500– 527
- 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. Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajeu-Paraba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precam. Research*, 135(1-2): 23–53.

Guimarães, I. P.; Silva Filho, A. F.; Brito Neves, B. B. 2006. Magmatismo neoproterozóico no domínio da zona transversal da Província Borborema. In: *43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú. Resumos: 2006.* p.22

Guimarães et al. 2009. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*. 15: 98-110.

Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: *36º Congresso Brasileiro de Geologia, 1990, v. 6: p.2683-2696.*

Hollanda, M.H.B., Pimental, M.M., Jardim de Sá, E.F., 2003. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 885–900.

Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H., Sartorato, A.C., 2012. Relação temporal entre mineralizações de W-Mo e magmatismo granítico neoproterozoico-cambriano na Faixa Serido. In: *46º Congresso Brasileiro de Geologia, Resumo (Cd-Rom).*

Irvine, T.N., Baragar, W.P.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523–548.

Jardim de Sá, E.F., 1994. *A Faixa Seridó (Província da Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana.* Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geologia, UnB. 803 p.

King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W., Allen, C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371–391.

Lages, G. A., Marinho, M. S., Brasilino, R. G. 2011. Plúton bravo: granito trans-alcálico pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, província Borborema. In: *XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica. 2011: 725 – 728.*

Landenberg, B., Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37: 145–170.

Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., Pin, C., 1994. Ages U/Pb sur zircon de granitóides de la ceinture du Seridó (Província Borborema, NE Brèsil). *Comites Rendu Acadmie Sciences Paris*, 318: 1505–1511.

Lima, J. V. 2014. *Mapeamento geológico, caracterização petrográfica e geoquímica de rochas graníticas e encaixantes entre a faixa alto moxotó e faixa pernambuco leste.* Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia – UFPE. 61p

- Lima, J. V., Guimarães, I. P., Santos, L., Amorim, J. V. A., Farias, D. F. Plútons contrastantes ao longo da Zona de Cisalhamento Remígio Poçinhos, Província Borborema/NE – Brasil: dados químicos, geocronológicos e isotópicos dos Plútons Pilõezinhos e Curral de Cima. *J. of South Amer. Earth Sciences*. No prelo 2016
- McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N., 1987. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *Journal of Geology* 95, 107–117.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: Formoso, M.L.L., Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (Eds.). Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil. CPRM/DNPM/SBGq. Rio de Janeiro-Brasil. 152 p
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. In: (Eds.) Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. *Contribuições*. 125-141.
- Nascimento, R.S.C. 1998. *Petrologia dos granitóides brasileiros associados à zona de cisalhamento remígio-pocinhos (PB)*. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em geodinâmica e geofísica – UFRN. 174p.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S., 2000. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 161–164.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A. C., Medeiros, V.C. 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58 (2015): 281 e 299
- Neves, S.P., & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large- Scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.*, 21: 1369 - 1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A. & Feraud, G. 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99: 1 - 32.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R. & Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, 149:197-216.
- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.

- Pearce, J., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120–125.
- Plank, T. 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of petrology*, 56 (5): 921-944
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, 34: 785–815.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Souza, Z.S., Montel, J.-M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.-M., Veschambre, M., 2006. Electromicroprobe dating monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9: 441–455.
- Silva, J.M.R. & MARIANO, G. 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review*, 42: 86 – 95.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 50–107.
- Trindade, R.I.F., Dantas, E.L., Babinski, M., Van Schmus, W.R., 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zones: evidence from U–Pb zircon and sphene ages of Carnaúbas and Tourão granites. In: *II South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina*. Actas, p. 143–144.
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hachspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil, initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267 – 288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P., Fetter, A., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003. The Seridó group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syncollisional basin in western Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287–327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. *Proterozoic Society of London, Special Publication*, 294: 69 – 99
- Vauchez, A. & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, 20: 1007 - 1010.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W. 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.

Tabela 1. Composições representativas de química de rocha total do PP						
Amostra:	SO-444	JM7	JM12A	JM21	JM18B	GB171
SiO ₂	65,08	63,36	68,09	70,81	71,35	64,41
Al ₂ O ₃	15,14	14,43	14,24	14,09	13,39	14,59
MnO	0,07	0,11	0,07	0,05	0,04	0,09
MgO	1,04	0,98	0,68	0,44	0,46	1,25
CaO	2,91	3,85	1,92	1,64	1	3,49
Na ₂ O	3,27	3,06	2,79	2,87	2,4	3,02
K ₂ O	4,1	4,09	5,16	5,55	6,11	4,22
TiO ₂	0,93	1,16	0,64	0,41	0,46	1,07
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,2	0,13	0,12	0,47
Fe ₂ O ₃	5,57	7,04	4,76	3,29	3,31	6,45
Total:	99,64	98,46	98,55	99,28	98,64	99,06
Elementos Traços (ppm)						
Ba	1632,7	2226	1578	1109	1293	2016
Cs	2,7	3,1	1,8	2,1	1,4	4,9
Ga	25,5	23,2	22,8	20,7	19,1	28,3
Hf	18,2	27,1	15,2	10,3	13,3	22,7
Nb	34,7	58,3	32,1	18,8	19,3	52,2
Rb	232,3	151,8	202,6	217,3	209,3	197,1
Sr	332,3	423,6	283,3	215,7	216,9	414,3
Ta	1,8	3,3	0,9	0,9	0,7	3,6
Th	44,6	31,2	52	39,8	64,6	39,3
U	2,4	3,9	2	2,9	3,1	4,2
V	34	44	27	19	18	52
W	861,2	4,6	3,3	4,2	3,3	571,9
Zr	706,2	1183	630,4	371,6	489,1	903,7
Y	60,9	68,5	32,4	23,1	44	72,2
La	228	186,7	230,9	116,9	292,1	208
Ce	491,9	380,5	452,2	229,4	523,2	429,1
Pr	49,61	46,08	49,8	26,6	61,38	50,11
Nd	170,9	169,5	165,4	94,3	203,5	192,2
Sm	26,3	28,53	22,4	13,95	29,8	28,53
Eu	2,29	3,69	1,92	1,29	1,68	3,05
Gd	14,67	20,54	14,71	9,25	19,37	21,35
Tb	2,43	2,79	1,66	1,09	2,37	2,74
Dy	11,84	14,26	8,36	5,29	11,14	14,93
Ho	2,06	2,57	1,29	0,89	1,7	2,53
Er	5,46	6,49	3,12	2,16	3,97	6,76
Tm	0,76	0,99	0,41	0,29	0,52	0,98
Yb	4,9	6,12	2,53	1,76	3,32	6,04
Lu	0,64	0,86	0,34	0,23	0,41	0,82

IV DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Plúton Pilõezinhos, principal objeto de estudo deste trabalho, compreende uma intrusão granítica alongada (ENE-WSW) limitada à norte pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, descrita na literatura com o ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos. Geotectonicamente, o Plúton Pilõezinhos está situado na subprovíncia Transversal (Van Schmus et al., 2011) da Província Borborema. Neste trabalho, foram identificadas duas fácies petrográficas/texturais distintas: fácies 1 – sienogranito a monzogranito grosso porfirítico, contendo raros enclaves dioríticos e xenólitos das encaixantes; e fácies 2 - monzogranitos equigranulares de granulação fina. Estas duas fácies podem ser encontradas no mesmo afloramento, não sendo possível diferenciá-las em mapa. As fases máficas são enriquecidas em ferro, com biotitas ricas na molécula de siderofilita e anfibólios hastingsíticos.

O Plúton Pilõezinhos intrude rochas metassedimentares e ortognaisses de idade neoproterozóica (Toniano a Ediacarano), localmente milonitizadas e migmatizadas e mostra assinatura geoquímica e feições mineralógicas características de granitos tipo - A. São granitoides aluminosos e ferro-potássicos, semelhante aos descritos por Ferré et al. (1998) na região oriental da Nigéria. Mostram elevado conteúdo de álcalis totais ($\text{NaO} + \text{K}_2\text{O}$) e baixo conteúdo de CaO , sendo classificados como granitoides da série álcali-cálcica segundo Frost et al. (2001). Apresentam elevados teores de halogênios (F, Cl), incorporados principalmente nas biotitas e anfibólios. Apresentam elevadas concentrações de elementos terras raras, com padrões normalizados em relação aos valores do condrito (Nakamura, 1977), caracterizados por anomalias negativas em Eu, semelhantes aos padrões observados em outros graníticos tipo-A da subprovíncia Transversal da Província Borborema (Nascimento, 1998; Lages et al., 2011; Lima, 2014). Os elevados teores de HFSE evidenciados nesses granitoides, são responsáveis pela projeção dos mesmos nos campos dos granitos intraplacas nos diagramas de Pearce et al. (1984) e tipo - A de Whalen et al. (1987).

A grande maioria das amostras analisadas do Plúton Pilõezinhos apresenta razão $\text{Y/Nb} > 1,2$ (média = 1,45), sendo classificados como granitos tipo- A_2 (granitos pós-colisionais) segundo Eby (1992). Granitos tipo- A_2 são definidos por Eby (1992) como derivados de fonte litosférica subcontinental ou da crosta inferior, sendo distintos de OIB. Os granitoides do Plúton Pilõezinhos mostram Y/Nb e Y/Nb distintas de OIB e AIB e no geral se projetam no campo dos granitos tipo- A_2 , próximo ao limite com o campo dos granitos tipo- A_1 nos diagramas discriminantes propostos por Eby (1990, 1992). Segundo Bonin (1990), assinatura geoquímica dos granitoides do Plúton Pilõezinhos é característica de suítes alcalinas cedo anorogências, colocadas em curto espaço de tempo, após um grande episódio orogênico.

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos foram cristalizados a 566 ± 3 Ma, seguinte ao metamorfismo em condições de alta temperatura associado à deformação transtensional (pico entre 578 e 574 Ma) que afetou os metassedimentos do Grupo Seridó (Archanjo et al., 2013) e os ortognaisses do Maciço São José do Campestre a norte da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos. O alojamento do Plúton Pilõezinhos (Fig. 5) ocorreu pela movimentação sincrônica da ZCRP (ramo leste da Zona de Cisalhamento Patos) e a Zona de Cisalhamento Matinhas, posterior a um longo período de tectônica convergente relacionada à Orogênese Brasileira o que confirma o caráter pós-colisional do Plúton (granito tipo- A_2 de Eby, 1992, ou granito alcalino cedo anorogênico de Bonin, 1990). Dessa forma, os granitoides estudados se enquadram nos granitoides do grupo IV de Van Schmus et al. (2011), ou grupo 3 de Guimarães et al. (2004), os quais correspondem a granitos alcalinos pós-colisionais com idade U-Pb de cerca de 570 Ma.

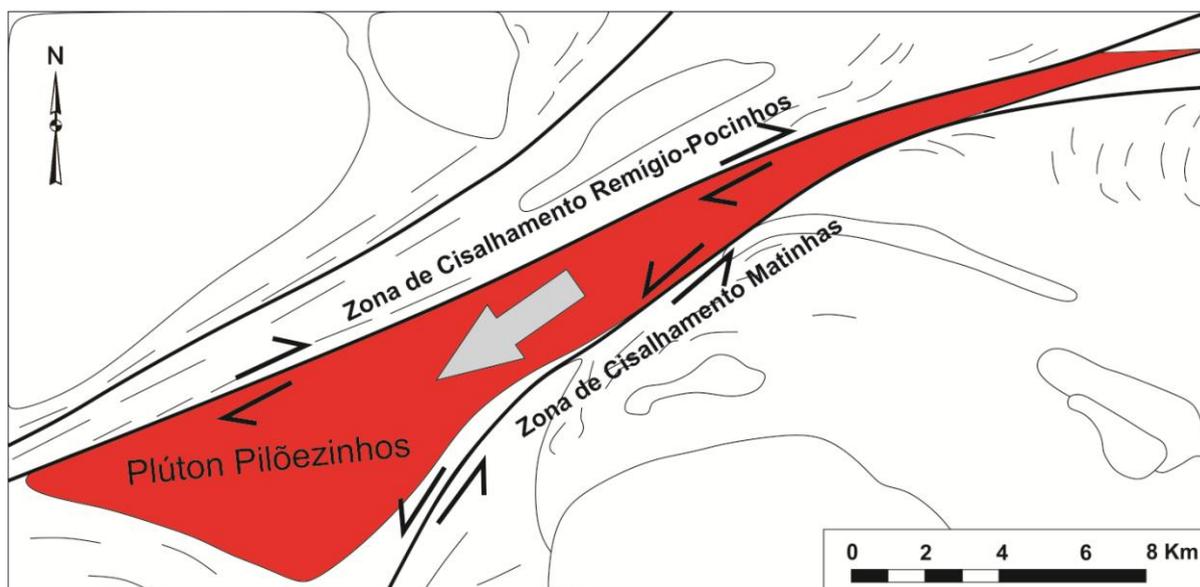


Figura 5. Ilustração destacando o contexto estrutural associado ao alojamento do magma granítico que originou o Plúton Pilõezinhos.

Granitos tipo-A₂ diferem dos típicos granitos anorogênicos (A₁), por apresentarem uma série de feições química e mineralógicas distintas, o que reflete diretamente o contraste associado as suas origens e evolução magmática. Granitos tipo-A₁ são derivados de fontes mantélicas, a partir da diferenciação de magma basáltico, similar a OIB (Bailey, 1978; Loiselle and Wones, 1979; Fitton and Dunlop, 1985; Eby, 1990; Eby, 1992; Turner et al., 1992; Beyth et al., 1994). Em relação aos granitos tipo A₂, vários modelos têm demonstrado uma origem predominantemente crustal (Barker et al., 1975; Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; Peterson et al., 1991).

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos apresentam valores de ϵ_{Hf} e ϵ_{Nd} bastante negativos (ϵ_{Hf} : -16,0 a -18,6 e ϵ_{Nd} : -15,47 a -15,81). Essas assinaturas isotópicas sugerem que eles foram originados a partir de fonte crustal, ou apresentam um componente crustal bastante significativo associado as suas origens, fato corroborado pela projeção, em grande parte dos granitoides estudados, no campo referente a material infracrustal no diagrama La/Nb x Th/Nb de Plank (2005). Os aspectos químicos e a ausência de composições mais primitivas também corroboram para uma proveniência crustal.

As similaridades químicas e isotópicas evidenciadas entre o Plúton Pilõezinhos e os gnaisses tonalíticos paleoproterozoicos pertencentes ao Complexo Serrinha - Pedro Velho, unidade de alto grau metamórfico que constitui o embasamento paleoproterozoico da região (Dantas et al., 1998), sugerem que este complexo constituiu a principal fonte associada à origem desses granitoides. Entretanto, há um pequeno contraste isotópico entre esses dois, com os ortognaisses do embasamento mostrando valores de ϵ_{Nd} mais negativos e idades modelo T_{DM} mais antigas. A presença de enclave máfico no Plúton Pilõezinhos, com assinatura isotópica semelhante à reportada por Ferreira et al. (2011) para os granitoides do Plúton Curral de Cima, sugere a participação, em menores proporções, de material juvenil na fonte do magma dos granitoides do Plúton Pilõezinhos. Desta forma, a interação entre material predominantemente crustal (Complexo Serrinha - Pedro Velho) e pequeno volume de material juvenil, semelhante ao que gerou o Plúton Curral de Cima, explica o pequeno

contraste isotópico observado entre os granitoides estudados e os ortognaisses do Complexo Serrinha - Pedro Velho.

Entre os vários mecanismos de geração de granitos tipo - A propostos, um dos primeiros e mais popular é aquele que considera a sua origem a partir da fusão parcial de uma fonte residual (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Barker et al., 1975). Nesse contexto, o Plúton Pilõezinhos teria se formado a partir de um restito granulítico da base da crosta, resultante da extração prévia de granitoides tipo-I de alto K e com assinaturas similares a ambientes de subducção, como apresentado para outros Plútons da Subprovíncia Transversal da Província Borborema (Almeida et al. 2002; Guimarães et al. 2004; Guimarães et al. 1998; 1999). No entanto, a idade obtida de 566 Ma, o caráter pós-colisional e o contexto estrutural observado, exclui essa possibilidade. Outro modelo que poderia ser levado em consideração é aquele proposto por Skjerlie and Johnston (1992), que explica a origem de granito tipo-A a partir da fusão por desidratação de gnaisses tonalíticos ricos em flúor, em condições de alta temperatura. O alto conteúdo de halogênios nos minerais máficos presentes nos granitos do Plúton Pilõezinhos concorda com este modelo. No entanto, outras intrusões graníticas derivadas a partir da fusão dos gnaisses tonalíticos do Complexo Serrinha Pedro Velho não apresentam alto conteúdo de halogênios, como é o caso dos granitoides tipo-A do Complexo Solânea (Guimarães et al., 2009), mostrando que granitoides com idades semelhantes, inviabilizam a aplicação deste modelo para a origem dos granitoides tipo - A para a região.

Segundo o modelo proposto por Creaser et al. (1991) e Landenberg e Collins (1996) granitos tipo-A são produtos da fusão parcial de rochas infracrustais de composição tonalítica a granodiorítica (Creaser et al., 1991; Landenberg & Collins, 1996). Este modelo parece ser o mais adequado para a origem dos granitoides do Plúton Pilõezinhos, corroborando a hipótese dos ortognaisses do Complexo Serrinha - Pedro Velho constituir o principal componente da fonte do magma destes granitoides. Nesse contexto, o enriquecimento em F notado na mineralogia máfica desses granitos seria explicado pela ação de fluidos ricos em halogênios provenientes do manto (Bailey, 1980), durante a entrada de material mantélico na base da crosta, que responderia também pela fonte de calor necessária para o processo de fusão parcial que originou o magma granítico do Plúton Pilõezinhos.

O elevado conteúdo de halogênios observado nas biotitas e anfibólios dos granitoides do Plúton Pilõezinhos, feição característica de granitos tipo - A, desempenhou um importante papel na química dos fundidos que os originaram. Altos teores de F, durante processos de fusão, promove o efeito de complexação (Collins et al., 1982), que favorece o enriquecimento em HFSE e ETR. Esse enriquecimento pode também ser gerado por temperatura muito elevada durante a fusão ($T > 900^{\circ}\text{C}$). Além disso, complexos octaedros formados por GaF_6^{3-} são bem estabelecidos nessas condições, ao passo que AlF_3 só é estável em fundidos saturados em água (Cotton and Wilkinson, 1980; Manning et al., 1980), o que explica os altos valores da razão (Ga/Al) evidenciados no Plúton Pilõezinhos, e em outras suítes tipo-A.

A modelagem de elementos maiores e traços, associado a feições petrográficas como zoneamento em K-feldspato, plagioclásio e allanita sugerem que cristalização fracionada foi um processo importante durante a evolução magmática dos granitoides estudados, principalmente de plagioclásio, anfibólio, titanita, ilmenita, allanita e apatita. Os dados termobarométricos mostram que esses granitoides foram cristalizados em temperatura variando de 745 a 1003,7 °C, e pressão variando de 4,28 a 5,95 kbar, que corresponde a profundidades de cerca de 15 a 20 km, próximo a transição rúptil/dúctil, cujo limite separa a

crosta média da crosta superior (Bonin, 2007). Além disso, é provável que a alta temperatura dos fundidos e o conteúdo significativo de F e Cl (elementos modificadores de fluxo), promovendo a diminuição da viscosidade do magma (Dingwell & Mysen, 1985) que gerou o Plúton Pilõezinhos, associados à transcorrência tenha facilitado a segregação e a posterior ascensão do magma granítico, desde uma região mais profunda da crosta, ao longo de condutos verticalizados através das encaixantes aquecidas, até este nível crustal, relativamente, mais superficial, próximo ao limite da crosta média e superior, onde o mesmo foi alojado e finalmente cristalizado.

Levando em consideração a alta fluidez do magma granítico que gerou o Plúton Pilõezinhos, e o contexto estrutural associado à transcorrência da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, sugere-se fluxo penetrativo (Pervasive Flow) como um possível mecanismo de transporte. Este tipo de mecanismo, similar ao proposto por Hutton (1992), é caracterizado pela migração de magmas através de uma rede de canais durante deformação ativa, aproveitando estruturas pré-existentes ou resultantes de deformação (bandamento, foliação, bandas de cisalhamento, foliação milonítica, fraturas, etc) (D’Lemos et al., 1992; Collins e Sawyer, 1996; Brown e Solar, 1998; Weinberg, 1999; Simakin e Talbot, 2001). O resultado são corpos graníticos produtos da injeção de magmas em um nível crustal superior ao da rocha fonte (Neves, 2012).

Zonas de cisalhamento transcorrentes com foliação de forte mergulho favorecem o transporte de magma granítico através do mecanismo de fluxo penetrativo (D’Lemos et al., 1992; Brown e Solar, 1998; Weinberg e Searle, 1998). Este modelo pode ser aplicado para explicar o transporte do magma granítico do Plúton Pilõezinhos, originado em uma região infracrustal e intrudido em um nível mais superficial da crosta, cujo alojamento ocorreu em terminações extensionais da Zona de Cisalhamento transcorrente distal Remígio-Pocinhos, de forma similar ao proposto por Hutton (1988) para os biotita granitos do Complexo Strontian na Escócia.

As feições de campo e petrográficas evidenciadas nos granitoides do Plúton Pilõezinhos, assim como no Plúton Curral de Cima (Ferreira et al., 2011), intrudido imediatamente a leste na mesma zona de cisalhamento, sugerem que a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos exerceu um importante controle durante o alojamento dos mesmos (Fig. 6). Associando este fato, às idades de cristalização desses granitoides, 566 Ma e 619 Ma, respectivamente, é sugerido que esta zona de cisalhamento permaneceu ativa por mais de 50 Ma. O contraste químico observado nos granitoides dos plútons Pilõezinhos e Curral de Cima, pode ser associado ao profundo enraizamento da Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos, juntamente com o seu elevado gradiente geotérmico, que permitiu a extração do magma em diferentes níveis crustais, gerando dessa forma, vários plútons graníticos de composições diversificada (Nascimento, 1998), entre eles, o Plúton Pilõezinhos e o Plúton Curral de Cima.

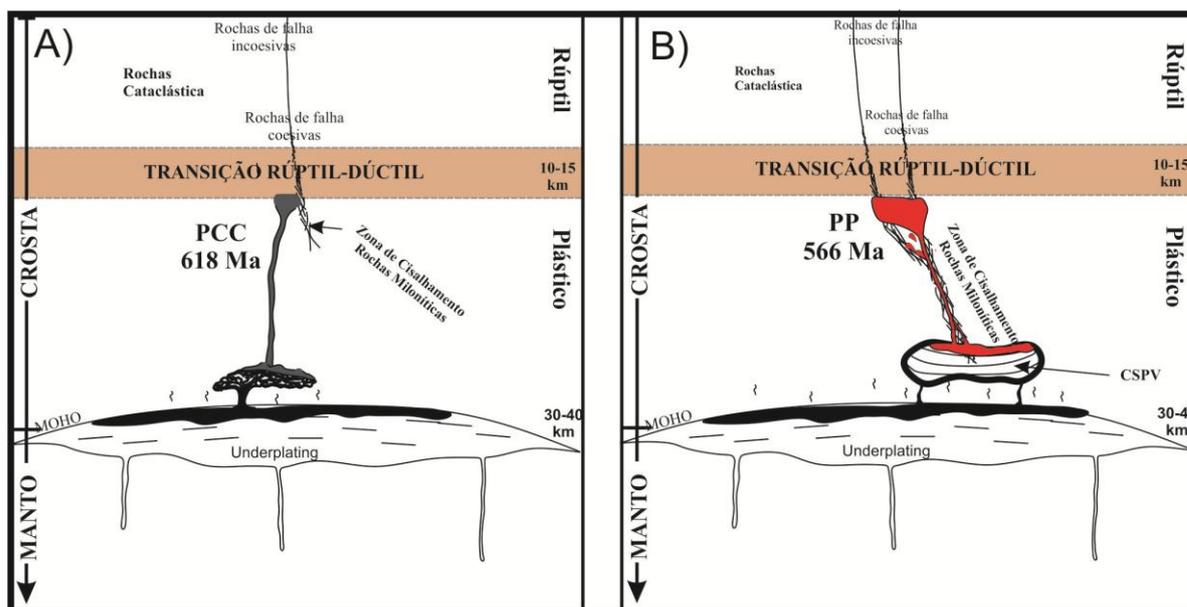


Figura 6. Cartoon exibindo o modelo de evolução (origem, transporte e alojamento) do Plúton Curral de Cima (A), e Plúton Pilõezinhos (B). PCC: Plúton Curral de Cima; PP: Plúton Pilõezinhos; CSPV: Complexo Serrinha Pedro-Velho.

Todas estas feições associadas à Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos e que exerceram fundamental importância desde o transporte até o alojamento do magma granítico do Plúton Pilõezinhos, concordam com a caracterização desta estrutura como uma zona de cisalhamento de escala litosférica, com afinamento crustal associado, assim como sugerido por um expressivo eixo de anomalias gravimétricas negativas (Lins et al., 1993). A ascensão de material mantélico, em especial a astenosfera aquecida atuando como fonte de calor, e o papel da ZCRP facilitando o fluxo de voláteis e de magmas, como já ilustrado, são fatores essenciais na petrogênese das rochas estudadas. Isto demonstra uma forte interação entre tectônica e magmatismo, incluindo a fusão, transporte e alojamento dos corpos granitoides, assim como evidenciado por Nascimento (1998) ao estudar outros plútons graníticos intrudidos nesta mesma zona de cisalhamento.

Os granitoides do Plúton Pilõezinhos são semelhantes aos granitoides do Complexo Solânea (Guimarães et al., 2009), intrudidos a norte da Zona de Cisalhamento Remígio – Pocinhos, na subprovíncia Norte da Província Borborema. Ambos representam magmatismo ferro-potássico, de afinidade alcalina, e com idades de cristalização e rocha fonte semelhantes. Desta forma, os dados químicos, isotópicos e geocronológicos evidenciam magmatismo semelhante em domínios distintos, sugerindo, assim, que não há fortes diferenças entre esses dois domínios, ou são domínios distintos com a mesma assinatura isotópica, e que evoluíram juntos durante o Ediacarano. A assinatura química evidenciada nesses granitoides é similar a dos granitos transalcalinos ferro-potássicos do leste da Nigéria (Ferré et al. 1998). Este tipo de magmatismo evidenciado na Província Borborema (Guimarães et al., 2009; Lages et al., 2016; Lima et al., no prelo) e em parte da Nigéria (Ferré et al., 1998) pode ser atribuído a um evento extensivo na consolidação do Supercontinente Gondwana, (Guimarães et al. 2009), que se estende desde a Borborema até o lado Africano de Gondwana na Nigéria oriental.

V REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Leonardos, O.H. & Valença, J. Review on granitic rocks of Northeast South America. *Proceedings Of The Symposium On Northeastern South America Granites, Recife, IUGS/UNESCO, 1967, p. 41.*
- Almeida, F. M., Hasuy, H., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. *Simpósio De Geologia Do Nordeste, 8., Campina Grande, SBG, 1977, p: 363-391.*
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P. & da Silva Filho, A.F. A-Type Post-Collisional Granites in the Borborema Province - NE Brazil: The Queimadas Pluton. *Gondwana Research 5, 2002, p: 667-681.*
- Anderson, J.L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Medaris, L.G. (Ed.), *Proterozoic geology: Select papers from an Int. symp. Geol. Soc. Amer. Mem., 161, 1983, p: 133-154.*
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist 80, 1995, p: 549-559.*
- Bailey D.K. Continental rifting and mantle degassing. In: Neumann, E.R., Ramberg, I.B. (eds). *Petrology and geochemistry of continental rifts. Reidel, Holland, 1978, p: 1-13.*
- Bayley S.W. Structures of layer silicates. In: G.W. Brindley & G. Brown (eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. London, MAS Monographs, 1980, p: 1-123.*
- Barbarin, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos, 46, 1999, p: 605-626.*
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. & Desborough, G.A. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Research, 2, 1975, p: 97-160.*
- Barth, T.F.W. Studies of the igneous rock complex of the Oslo region II. Systematic petrography of the plutonic rocks. *Skrifter ardet Norske Videnskaps-Akademi, Oslo I Matematisk-Naturviden-skapelig Klasse, 1945, p: 1 - 104.*
- Beyth, M., Stern, R.J., Altherr, R. & Kroner, A. The late Precambrian Timna igneous complex, Southern Israel: evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos 31, 1994, p: 103–124.*
- Bertrand, J.M. & Jardim de Sá, E.F. Where are the Eburniane Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Science 27, 1990, p: 1382 - 1393.*
- Blundy, J. & Holland, T. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 1990, p: 208-224.*

Bonin, B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25, 1990, p: 261–270.

Bonin, B. A-type granites and related rocks; evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97, 2007, p: 1 - 29.

Bonin, B. Grelou-Orsini, C. & Vialette, Y. Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K- Li- Rb--Sr study. *Contrib. Mineral. Petrol* 65, 1978, p: 425-432.

Bowen, N.L. The evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press, Princeton, 1928, p: 333.

Brito neves, B.B. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 1975, 198p.

Brito Neves, B.B. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de Livre-Docência, USP, São Paulo, 1983, 177p.

Brito Neves, B.B. Crátoms e faixas móveis. São Paulo: Boletim de Geociências da USP 1, 1995, p: 1-187.

Brito Neves, B. B. & Pessoa, R.J.R. Considerações sobre as rochas graníticas do nordeste oriental. In: XXVIII Cong. Bras. Geol., Porto Alegre, SBG. Anais 4, 1974, p: 143 - 157.

Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. Tectonic evolution of South América during Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 1991, p: 23-40.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos neto, M.C. & Kozuch, M. O. Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectiva. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 1995, p: 279-296.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J. & Van Schmus, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U.G. Milani, E. J., Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.(eds). Rio de Janeiro: Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, 2000, p: 151–182.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R. & Santos, E.J. O “Sistema” Pajeu-Paraíba e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 2001, p: 173–184.

Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R. & Fetter, A. Northwestern Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 2002, p: 275–278.

Brown, M. & Solar, G.S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1998, p: 1365-1393.

Caby, R. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230, 1989, p: 145 - 158.

Caby, R., Bertrand, J.M. & Black, R. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. *Developments in Precambrian Geology* 5, 1981, p: 407–434.

Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L. & Chèvremont, P. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics* 218, 1993, p: 323–342.

Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C. & Chevremont, P. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 1994, p: 327 - 344.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 1974, p: 173-174.

Collins, W.J. & Sawyer, E.W. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 1996, p: 565-579.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. & Chappell, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 1982, p: 189 - 200.

Cotton, F.A. & Wilkinson, G. Advanced inorganic chemistry. New York, John Wiley Interscience, 1980.

Clemens, J.D., Holloway, J.R. & White, A.J.R. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Amer. Mineral.* 71, 1986, p: 317-324.

Creaser, R.A., Price, R.C. & Wormald, R.J. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 1991, p: 163-166.

Dall'Agnol, R., Pichavant, M. & Champenois, M. 1997. Iron–titanium oxide mineral of the Jamon granite, eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. *Anais Acad. Bras. Ciênc.* 69: 325 - 347.

Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R. & Brito Neves, B.B., Archean accretion in the São José do Campestre Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 1998, p: 221–228.

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

- DePaolo, D. A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86, 1981, p: 10.470 – 10.488.
- De Witt, M.J., Jeffery, M., Bergh, H. & Nicolaysen, L. Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition 150 Ma. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA, 1998.
- Dietrich, R.V., Heier, K.S. & Taylor, S.R. Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region. XX. Petrology and geochemistry of ekerite. *Skrifter av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. I. Mat. Naturv. Klasse. Ny Serie* 19, 1965, p.31.
- Dingwell, D.B. & Mysen, B.O. Effects of water and fluorine on the viscosity of albite melt at high pressure: a preliminary investigation. *Earth and Planetary Science Letters* 74 (2), 1985, p: 266 – 274.
- D’Lemos, R.S., Brown, M. & Stranch, R.A. Granite magma generation and emplacement within a transpressional shear zone: an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. *Journal Of Structural Geology*, 20(7), 1992, p: 905 – 916.
- Dunbar, N.W., Riciputi, L.R., Jacobs, G.K., Naney, M.T., Christie, W. Generation of rhyolite melt in an artificial magma: Implications for fractional crystallization processes in natural in natural magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 57, 1993, p: 157 – 166.
- Ebert, H. The precambrian geology of Borborema Belt (states of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil), and origin of its mineral resources. *Geol. Rundschau* 59, 1970, p: 1299 - 1326.
- Eby, G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26, 1990, p: 115-134.
- Eby, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, 1992, p: 641-644.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. & Jardim de Sá, E.F. Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in Terranes of the Borborema Structural Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11(5), 1998, p: 439-455.
- Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R. & Monié, P. Pan-African, postcollisional, ferro-potassic granite and quart–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45, 1998, p: 255–279.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Armstrong. R., Spicuzza, M.J., Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. Contrasting source and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brasil: O, Sr, and Nd isotopes. *Lithos* 121, 2011, p: 189 – 201.

- Fetter, A. H. *U e Pb and Sm e Nd constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana*. Ph.D. Dissertation, Univ. Kansas, 1999, p. 164.
- Fitton, J.D. & Dunlop, M. The Cameroon line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 72, 1985, p: 23–38.
- Frost, C.D. & Frost, B.R. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 1997, p: 647 – 650.
- Frost, B. R. & Lindsley, D. H. The occurrence of Fe–Ti oxides in igneous rocks. In: Lindsley, D. H. (ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 25, 1991, p: 433 – 486.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H. & Andersen, D.J. Fe–Ti oxide–silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *American Mineralogist* 73, 1988, p: 727–740.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2000, p: 2033 - 2048.
- Frost, C.D., Frost, R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52, 2011, p: 39 - 53.
- Fuhrman, M. L., Frost, B. R. & Lindsley, D. H. The petrology of the Sybille Monzosyenite, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *Journal of Petrology* 29, 1988, p: 699 – 729.
- Gerdes, A. & Zeh, A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 2006, p: 47-61.
- Gerdes, A. & Zeh, A. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem. Geol.* 261, 2009, p: 230-243.
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72(2), 2000, p: 219-245.
- Guimarães, I.P. & Da Silva Filho, A.F. Nd- and Sr-isotopic and U–Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *Geology Review* 40, 1998, p: 500– 527.
- Guimarães, I.P. & Bittar, S.M.B. Mapa Geológico – Folha Guarabira SB.25-Y-A-V. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2011.

Guimarães, I.P., Bittar, S.M.B. & Da Silva, J.M.R. Mapa Geológico – Folha Solânea SB.25-Y-A-IV. Escala 1:100.000 – Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2008.

Guimarães, I.P., da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Melo, E.B., Araújo, J.M.M. & Sales, A. Sm-Nd isotopoe geochemistry and U/Pb zircon ages of the Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, northeastern Brazil. *In: II South American Symp. Isotope Geology, Córdoba, 1999, p: 300-330.*

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. Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 2004, p: 23–53.

Guimarães, I.P., da Silva Filho, A.F., de Araújo, D.B., de Almeida, C.N. & Dantas, E. Trans-alkaline magmatism in the Serrinha-Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research* 15, 2009, p: 98-110.

Guimaraes, I. P., Silva filho, A. F., Lima, J. V., Farias, D. J. S., Amorim, J. V. A. & Silva, F. M. J. V. Geocronologia U-Pb e Caracterização geoquímica dos granitoides do Pluton Marinho, Província Borborema. *In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-São Paulo, ANAIS, 2012.*

Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Dantas, E.L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. *In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia* 6, 1990, p: 2683-2696.

Hollanda, M.H.B., Pimental, M.M., Jardim de Sá, E.F. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 2003, p: 885–900.

Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H. & Sartorato, A.C. Relação temporal entre mineralizações de W-Mo e magmatismo granítico neoproterozoico-cambriano na Faixa Seridó. *In: Proceeding of the 46th Brazilian Congress of Geology, Abstract (2012) (in Cd-Rom).*

Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamor. Geol.* 18, 2000, p: 423-439.

Hutton, D. H. W. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 100(9), 1988, p: 1392-1399.

Hutton, D.H.W. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc.* 139, 1992: 615 – 631.

Ishihara, S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27, 1977, p: 293 – 305.

Jardim de Sá, E.F. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: *Proceedings of the XI Geological Symposium of Northeast Brazil. Extended Abstract*, 1984, p: 297–316.

Jardim de Sá, E.F. *A Faixa Seridó (Província da Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geologia, UnB, 1994, 803 p.

Jardim de Sá, E.F., e Hackspacher, P.C. Reconhecimento estrutural da borda noroeste do Cráton do São Francisco. XXXI Cong. Bras. Geol., Anais 5, 1980, p: 2719 - 2731.

Kebede, T. and Koeberl, C. Petrogenesis of A-type granitoids from the Wallagga area, western Ethiopia: constraints from mineralogy, bulk-rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions. *Precambrian Res.* 121, 2003, p: 1 - 24.

Kilpatrick, J. A. & Ellis, D. J. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 1992, p: 155–164.

King, P.L., White, A.J.R., Chapell, B.W. and Allen, C.M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.* 38, 1997, p: 371-391.

Kosler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M. & Pedersen, R.B. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chem. Geol.* 182, 2002, p: 605-618.

Lages, G.A., Marinho, M.S. & Brasilino, R.G. Pluton bravo: granito trans-alcalino pós-colisional, sin a tardi-transcorrência, provincia Borborema. In: XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica. 2011, p: 725 – 728.

Lages, G.A., Marinho, M.S., do Nascimento, M.A.L, Medeiros, V.C. & Dantas, E.L. Geocronologia e aspectos estruturais e petrológicos do Pluton Bravo, Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil: um granito transalcalino precoce no estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira. *Brazilian Journal of Geology* 46(1), 2016, p: 41-61.

Landenberg, B. & Collins, W.J. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *J. Petrol.* 37, 1996, p: 145-170.

Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Bertrand, J.M., Pin, C. Ages U/Pb sur zircon de granitoides de la ceinture du Seridó (Província Borborema, NE Brèsil). *Comtes Rendu Acadmie Sciences Paris* 318, 1994, p: 1505–1511.

Loiselle, M.C., & Wones, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America. Abstracts with Programs* 11, 1979, p: 468.

- Lima, J. V. Mapeamento geológico, caracterização petrográfica e geoquímica de rochas graníticas e encaixantes entre a faixa alto moxotó e faixa pernambuco leste. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia – UFPE, 2014, 61p.
- Lins, F.A.P.L., Jardim de Sá, E.F., Macedo, J.W.P. & Moreira, J.A.M. Assinatura gravimétrica da estruturação crustal brasileira na porção oriental da Faixa Seridó. *In: SBG, Simp. Geol. NE. 15, Natal, Anais*, 1993, p: 273-276.
- Manning, D.A.C., Hamilton, D.L., Henderson, C.M.B. & Dempsey, M.J. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous-fluorine-bearing and fluorine-free aluminosilicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 1980, p: 257–262.
- Matteini, M., Dantas, E.L., Pimentel, M.M. & Bühn, B. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Annals Brazil. Acad. Scienc.* 82, 2010, p: 479-491.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G. and Stein, M. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel. *J. Petrol.* 44, 2003, p: 815-832.
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K. & Berndt, J. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for zircon model ages. *Chem. Geol.* 241, 2007, p: 23-37.
- McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, northeastern Brazil. *Journal of Geology* 95, 1987, p: 107–117.
- Nascimento, R.S.C. *Petrologia dos Granitoides Brasileiros associados a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB)*. Dissertação de mestrado. Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1998, p. 133.
- Nascimento, M.A.L., Antunes, A.F., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F., Souza, Z.S. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* 30, 2000, p: 161–164.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *Journal of South American. Earth Sciences* 58, 2015, p: 281-299.
- Neves, S.P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22 (4), 2003.
- Neves, S. P., Melo, S. C., Moura, C., Mariano, G. & Silva, J.M.R. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46(1), 2004, p: 52 - 63.

Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R. & Mariano, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 2006 (149), 2006, p: 197-216.

Neves, S.P., Bruguier, O., Da Silva, J.M.R., Bosch, D., Alcantara, V.C. & Lima, C.M. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, 2009, p: 187-205.

Neves, S.P. Dinâmica do Manto e Deformação Continental (2ªEd.). Editora Universitária, Recife-PE, 2008, 175p.

Neves, S.P. *Granitos Orogênicos: da geração dos magmas à intrusão e deformação*. Synergia, Recife-PE, 2012, 148p.

Neves, S.P., & Mariano, G. Assessing the tectonic significance of a large- Scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *J. Struct. Geol.* 21, 1999, p: 1369 - 1383.

Neves, S. P. & Mariano G. The lithospheric mantle as a source of magmas during orogenic processes: insights from high-K diorites in the Borborema Province and implications for continental dynamics. *Journal of the Virtual Explorer, Eletronic Edition* 17, 2004.

Neves, S.P., Vauchez, A. & Feraud, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 2000, p: 1 - 32.

Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R. & Mariano, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Res.* 149, 2006, p: 197-216.

Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N. & Basilici, G. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 2006, p: 470 - 478.

Patchett, P.J. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1983, p: 81-91.

Patiño Douce, A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25. 1997, p: 743-746.

Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 1984, p 956–983.

Planck, T. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46, 2005, p: 921 – 944.

Santos, E.J. & Melo, C.B.M. Diversidade do plutonismo granítico brasileiro no Nordeste. *In: Anais 30º Congr. Bras. Geol.* 6, 1978, p: 2624-2634.

Santos, E. J. & Brito neves, B. B. Província Borborema. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds). O Pré-Cambriano do Brasil. E. Blucher, 1984, p: 123 – 186.*

Santos, E.F., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R. A região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. *In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. eds. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Dep. Nac. Prod. Min, 1984, p: 131-189.*

Santos, E.J., Oliveira, R.G., Paiva, I.P. Terrenos no domínio transversal da Província da Borborema: controles sobre acresção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. *In: Simp. XVII Geol. Nord. Fortaleza, Resumo Expandido. Fortaleza. SBG 2, 1997, p: 401-406.*

Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B. Idades SHRIMP U–Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4, 2004, p: 1 - 12.

Silva, J.M.R. & Mariano, G. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. *International Geology Review* 42, 2000, p: 86 – 95.

Simakin, A. & Talbot, C. Tectonic pumping of pervasive granitic melts. *Tectonophysics* 332, 2001, p: 387- 402.

Skjerlie, K.P. and Johnston, A.D. Vapour-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalite gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology* 20, 1992, p: 263-266.

Souza, Z.S., Montel, J.-M., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Sá, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.-M. & Veschambre, M. Electromicroprobe dating monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 2006, p: 441–455.

Streckeisen, A.L. Classification and nomenclature of igneous rocks: *Earth-Science Reviews* 12, 1976, p: 1-35.

Toteu, S.F., Bertrand, J.M., Penaye, J., Mecauidière, J., Angoua, S. & Barbey, P., Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. *In: Lewry, J.L., Stauffer, P. (Eds.), Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, Geological Association of Canada Special Paper 37, 1990, p: 483–496.*

Toteu, S.F., Penaye, J., Van Schmus, W.R. & Michard, A., Preliminary U-BP and Sm–Nd geochronologic data on the North-Central of Cameroon: contribution of an Archean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 1994, p: 1519–1524.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. & Michard, A., New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Camroon and its bearing on pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Res.* 108, 2001, p: 45–73.

Trompette, R. *Geology of Western Gondwana*. A. Balkema, Amsterdam, 1994, p. 350.

Trompette, R. *Geology of Western Gondwana (200–500 Ma) Pan-African Aggregation of South America and Africa*. Bakelma, Rotterdam/Broofield, 1997, 350 p.

Trindade, R.I.F., Dantas, E.L., Babinski, M., Van Schmus, W.R. Short-lived granitic magmatism along shear zones: evidence from U–Pb zircon and sphene ages of Carnaúbas and Tourão granites. In: *II South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina*. Actas, 1999, p. 143–144.

Turner, S. P., Foden, J. D. & Morrison, R. S., Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28, 1992, p: 151 – 179.

Van Breemen, O. Hutchinson, J. & Bowden, P. Age and origin of the Nigerian Mesozoic granites: a Rb-Sr isotopic study. *Contrib Mineral Petrol* 50, 1975, p: 157-172.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinsk, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeastern Brazil: Initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.* 8, 1995, p: 267-288.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L. & Babinski, M. Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland?: insights from SHRIMP U - Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research* 127, 2003, p: 287-327.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J. & Guimarães, I.P. 2008. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publication*, 294: 69 - 99.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M. & Brito Neves, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from SmNd and UePb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 2011, p: 227 – 252.

Vaucher, A. & Egydio-Silva, M. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West-Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20, 1992, p: 1007 - 1010.

Watson, E.B. The role of accessory minerals in granitoids geochemistry. In: *HUTTON CONFERENCE OF THE ORIGIN OF GRANITES*, 4, Edinburgh, Anais, 1987, p : 209-211.

Watson, E.B. & Harrison, T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 1983, p: 295 - 304.

Weinberg, R.F. & Searle, M.P., The Pangong Injection Complex, Indian Karakoram: a case of pervasive granite flow through hot viscous crust. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 1998, p: 883-891.

Weinberg, R.F. Mesoscopic pervasive felsic magma migration: alternatives to diking. *Lithos*, 46, 1999, p: 393-410.

Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 1987, p: 407-419.

White, A.J.R. Source of granitic magmas. *Geological Society of America Abstracts* 11, 1979, p: 539.

Williams, C.T. Analysis of rare earth minerals. In: Jones, A.P., Wall, F., Williams, C.T (Ed.). *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits*. London, Chapman and Hall, 1996, p. 327-348.

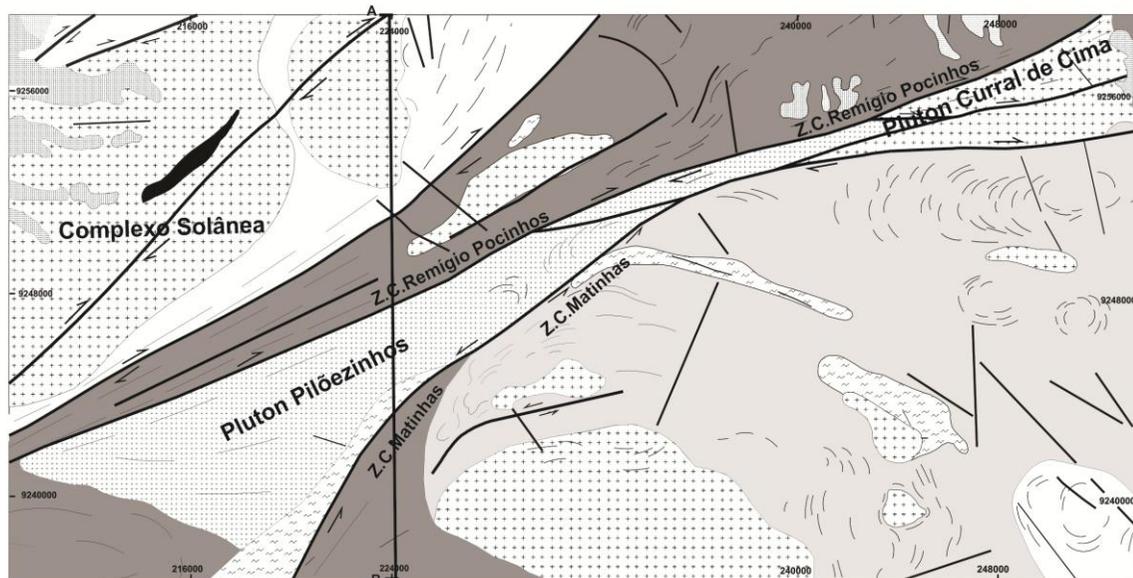
Wones, D.R. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in Granitic rocks. *American Mineralogist* 74, 1989, p: 744-749.

Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, H., Jahn, B.M. and Wilde, S. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geol.* 187, 2002, p: 143-173.

ANEXO 1

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
MESTRADO EM GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA

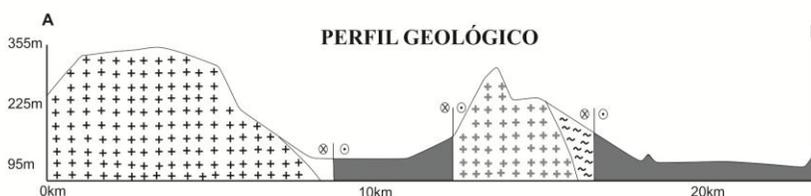


UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- Coberturas Fanerozoicas
- Pluton Pilõesinhos
- Granitos brasileiros(a) e dioritos(b)
- Metassedimentos brasileiros
- Metassedimentos de idade não definida
- Ortognaisses Tonianos
- Ortognaisses Riachos

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Zonas de Cisalhamento Destrais
- Zonas de Cisalhamento Sinistrais
- Fraturas
- Foto Lineamentos



LEGENDA

- DJ-Domínio Jaguaribeano
- DPS-Domínio Rio Piranhas-Seridó
- DJC-Domínio São José do Campeste
- DZT-Domínio da Zona Transversal
- DPA-Domínio Pernambuco Alagoas
- Zonas de Cisalhamento
 - 1- Patos
 - 2- Picuí-João Câmara
 - 3- Portalegre
 - 4- Pernambuco
- Limites de Domínio
- Intervalos Batimétricos
- 1 Folha Solânea 2 Folha Guarabira
- Área estudada
- Cidades

Escala do Mapa 1:100.000

