



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

MARIUCHA MARIA CORREIA DE LIMA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE PLÚTONS DO LESTE DO BATÓLITO ÁGUAS
BELAS CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA
BORBOREMA

Recife
2019

MARIUCHA MARIA CORREIA DE LIMA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE PLÚTONS DO LESTE DO BATÓLITO ÁGUAS
BELAS CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA
BORBOREMA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica,
Geofísica e Evolução Crustal.

Orientadora: Prof^a. Valderez Pinto Ferreira.

Coorientador: Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial.

Recife

2019

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

- L732c Lima, Mariucha Maria Correia de.
Petrologia e geoquímica de plútons do leste do Batólito Águas Belas Canindé, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema / Mariucha Maria Correia de Lima. – 2019.
206 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientadora: Profa. Dra. Valderez Pinto Ferreira.
Coorientador: Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2019.
Inclui Referências e Apêndices.
1. Geociências. 2. Granitos. 3. Geoquímica. 4. Isótopos de Sr–Nd–O. 5. Idade U–Pb SHRIMP. 6. Domínio Pernambuco–Alagoas. 7. Orogênese brasileira. I. Ferreira, Valderez Pinto. (Orientadora). II. Sial, Alcides Nobrega. (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2020-25

MARIUCHA MARIA CORREIA DE LIMA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE PLÚTONS DO LESTE DO BATÓLITO ÁGUAS
BELAS CANINDÉ, DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS, PROVÍNCIA
BORBOREMA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Aprovada em: 27/02/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Alcides Nobrega Sial (Coorientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho
Universidade Federal de Pernambuco (Examinador Interno)

Prof^a. Dr^a. Anelise Losangela Bertotti (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof^a. Dr^a. Maria de Lourdes da Silva Rosa (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Sergipe

Prof. Julio Cesar Mendes (Examinador Externo)
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dedico este trabalho as pessoas mais importantes de minha vida, ao meu esposo Thyego Roberto, aos meus pais, o Sr. Aluizio Lima e a Sr^a. Maria Lima, e aos meus avós maternos, o Sr. José Martins e a Sr^a. Antônia Maria (In memoriam).

AGRADECIMENTOS

O fato de ter conseguido chegar até aqui, agradeço ao meu Deus, “porque dele, por ele, e para ele, são todas as coisas; glória, pois, a ele eternamente”. Agradeço a Deus pelo seu tão grande amor e misericórdia, que mesmo sem eu nunca merecer, deu o seu filho Jesus para morrer por mim.

A minha família, em especial a minha mãe que desde sempre foi tudo pra mim. Ao meu pai, por todo amor e confiança. Ao meu avô por todo carinho, cuidado e investimento. A minha avó pela sua presença em minha vida, tão curta, porém especial. A minha tia e seu esposo pelas conversas e trocas de idéias. Enfim, a todos meus familiares que contribuíram de alguma forma para o meu crescimento intelectual.

A minha orientadora professora Valderéz Pinto Ferreira pelo apoio e incentivo durante todos estes anos em que o trabalho foi desenvolvido, pela compreensão e paciência durante a confecção deste trabalho, de igual modo agradeço ao professor Alcides Nobrega Sial meu co-orientador, pelo dedicação e ensinamentos.

Aos professores Maria de Lourdes da Silva Rosa, Anelise Losangela Bertotti, Adejardo da Silva Filho, Sergio Pacheco Neves, Carla Barreto e Julio Cesar Mendes que aceitaram participar da banca de defesa do doutorado.

As instituições FACEPE e CNPq que financiaram os projetos executados pelo NEG-LABISE do Departamento de Geologia do CTG/UFPE.

A todos, os professores que contribuíram de forma significativa para minha formação acadêmica e profissional. Em especial, agradeço a professora Lucila pela amizade, confiança, carinho, incentivo, investimento e compreensão, em vários momentos da minha vida acadêmica.

A todos os funcionários do NEG-LABISE pela atenção e amizade durante estes 8 anos de convivência.

A todos os alunos e amigos de rocha que conquistei durante este período importantíssimo em minha vida.

A meu Amor, meu esposo, meu companheiro, meu ajudador Thyego pela dedicação, amor e contribuição direta na realização deste trabalho.

Muito Obrigada a todos!

RESUMO

O Batólito Águas Belas-Canindé (BABC), situado na porção sudeste do Domínio Meridional da Província Borborema, apresenta um arcabouço definido por um grande complexo plutônico multi-intrusivo e polifásico. Possui um comprimento de cerca de 100 km e uma largura de aproximadamente 60 km. O batólito é composto quase totalmente de plútons de rochas graníticas, sendo reconhecidas ainda exposições de ortognaisses. O BABC possui uma orientação NNE-SSW e é separado por duas grandes zonas de cisalhamento compressional transcorrente: Maravilha e Jacaré dos Homens. Um estudo consolidado de novos dados de elementos maiores e traços em rocha total, isótopos de Sr-Nd, U-Pb em zircão e química mineral foram feitos para os ortognaisses e 7 plútons (Poço da Cacimba, Minador do Lúcio, Minador do Negrão, Cacimbinhas, Tanquinho, Santana do Ipanema e Lagoa do Boi) da parte leste do Batólito Águas Belas Canindé. Sua história evolutiva compreende um intervalo de aproximadamente 60 Ma (584-645 Ma) resultante de várias intrusões graníticas. As rochas graníticas estudadas têm características de rochas cálcio alcalinas de alto-K e mostram afinidades com ambiente de arco vulcânico com distintas anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Todos os plútons apresentam alto teor de $\text{SiO}_2 > 60\%$ e enriquecimento em elementos LILE e LREE. Os dados geocronológicos U-Pb em zircão estabelecem idades para os plútons variando de 621 ± 5 Ma, Santana do Ipanema; 625 ± 3 Ma, Tanquinho; 626 ± 3 Ma, Minador do Negrão; 634 ± 5 Ma, Cacimbinhas; 641 ± 4 Ma, Poço da Cacimba; e 643 ± 7 Ma, para o plúton Minador do Lúcio. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ variam de 0,704 a 0,708 para os plútons estudados. Os dados Sm-Nd em rocha total sugerem um componente principal derivado do manto com menor assimilação de um componente crustal, apresentando $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ variando de levemente positivo a negativo. As idades modelo de Nd para o manto empobrecido variam de 900 – 1350 Ma para o plúton Cacimbinhas, Poço da Cacimba e Santana do Ipanema. Para os demais plútons os valores são mais homogêneos e variam de 1000 – 1250 Ma, exceto o plúton Lagoa do Boi com TDM de 1400 – 1450 Ma. Os estudos petrogenéticos sugerem que os plútons que compõem o lado leste do Batólito Águas Belas-Canindé foram gerados a partir de fusão parcial de crosta máfica toniana–esteniana com adição de material do manto.

Palavras-chave: Granitos. Geoquímica. Isótopos de Sr–Nd–O. Idade U–Pb SHRIMP. Domínio Pernambuco–Alagoas. Orogênese brasileira.

ABSTRACT

The Águas Belas-Canindé batholith (BABC), located in the southeastern portion of the meridional of Borborema Province, presents a framework defined by a large multi-intrusive and polyphase plutonic complex. It has an extension of 100 km and width of approximately 60 Km. The batholith is composed almost entirely of granitic plutons, being also recognized expositions of Tonian orthogneisses. The BABC has an NNE-SSW trend and is bordered by two large compressional transcurrent shear zones: Maravilha and Jacaré dos Homens. A consolidated study of new data of whole-rock major and trace elements, Sr-Nd isotopes, zircon U-Pb, and mineral chemistry was done for orthogneisses and 7 plutons (Poço da Cacimba, Minador do Lúcio, Minador do Negrão, Cacimbinhas, Tanquinho, Santana do Ipanema e Lagoa do Boi) of east of the Águas Belas-Canindé batholith. Its evolution history comprises an interval of approximately 60 Ma (645-584 Ma) resulting from several granitic intrusions. The studied granitic rocks have characteristics of high-K calc-alkaline rocks and show affinities with volcanic arc environment exhibiting negative Nb, Ta, and Ti anomalies. All plutons have high silica (> 60 wt %) content and are large ion lithophile elements (LILE) enriched and light rare earth elements (LREE). The geochronological U-Pb zircon data establish ages varying from 621 ± 5 Ma for the Santana do Ipanema, 625 ± 3 Ma for the Tanquinho; 626 ± 3 Ma, Minador do Negrão; 634 ± 5 Ma, Cacimbinhas; 641 ± 4 , Poço da Cacimba; 643 ± 7 Ma, Minador do Lúcio. The values of $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}_{(t)}$ range from 0.704 to 0.708 for the studied plutons. Sm-Nd whole-rock data suggest a strong mantle-derived component with minor assimilation of a crustal component, presenting slightly positive to negative $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$. The Nd model ages for the depleted mantle vary from 900–1350 Ma to the Cacimbinhas, Poço da Cacimba and Santana do Ipanema plutons. For the other plutons, the values are more homogeneous and vary from 1000 - 1250 Ma, except the Lagoa do Boi pluton with TDM of 1400 - 1450 Ma. The petrogenetic studies suggest that the plutons that compose the eastern side of the Águas Belas-Canindé batholith were generated from partial melting of mantle-derived Tonian-Stenian crust with a minor addition of mantle material.

keywords: Granites. Geochemistry. Sr–Nd–O isotopes. U–Pb SHRIMP ages. Pernambuco–Alagoas domain. Brasiliano orogeny.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Espectrometro de Fluorescência de Raios-X (Rigaku RIX 3000) do NEG-LABISE do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.....	27
Figura 2 -	Espectrômetro de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (Espectrômetro ELAN DRC II da marca Perkin/Elmer/SCIEX) do Laboratório SGS Geosol.	27
Figura 3 -	Microsonda Eletrônica (Microprobe JEOL JXA-8230) do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.	29
Figura 4 -	Espectrômetros de massa por termoionização.	30
Figura 5 -	Equipamentos de análise de isótopos de oxigênio do NEG–LABISE (UFPE).	33
Figura 6 -	Microsonda SHRIMP IIe (Sensitive High Resolution Ion Microprobe).	35
Figura 7 -	Mapa esquemático para o oeste central da África e nordeste do Brasil.	36
Figura 8 -	Mapa de localização da área estudada e Domínios da Província.	39
Figura 9 -	Afloramento do Ortognaisse com vários enclaves ao longo da foliação de baixo ângulo (N50W/40SW).....	45
Figura 10 -	Ortognaisse com foliação proeminente marcada pelo bandamento máfico e félsico. Direção da foliação: N15E.	45
Figura 11 -	Ortognaisse granítico com dobras intrafoliais apertadas.....	45
Figura 12 -	Ortognaisse foliado, típico da área.....	45
Figura 13 -	Estrutura <i>Schollen</i> em diatexito em ortognaisse granítico e enclaves máficos.....	46
Figura 14 -	Dique aplitico cortando ortognaisse bandado cinza do embasamento.	46
Figura 15 -	Agregado de biotita, titanita e minerais opacos alinhado. Observa-se plagioclásio, quartzo e apatita compondo a matriz da rocha.	47
Figura 16 -	Cristais de anfibólio subedricos, juntos com biotita compõem os principais máficos. Observa-se ainda titanita, apatita, feldspatos e quartzo.	47

Figura 17 -	Megacristais de K-feldspato e plagioclásio.	49
Figura 18 -	Veio de quartzo que corta o Granodiorito do plúton Minador do Lúcio.....	49
Figura 19 -	Dique sienítico que corta quartzo-monzodiorito do plúton Minador do Lúcio.....	49
Figura 20 -	Amostra do dique sienítico.	49
Figura 21 -	Megacristais de K-feldspato e plagioclásio evidenciando a textura porfírica, da fácies quartzo-monzodiorito do plúton Minador do Lúcio.....	49
Figura 22 -	Fenocristal de K-feldspato em contato retilíneo com hornblenda, na fácies quartzo-monzonito do plúton Minador do Lúcio.	50
Figura 23 -	Cristais de hornblenda e clorita seguindo uma orientação preferencial, no dique de quartzo sienito do Plúton Minador do Lúcio.....	50
Figura 24 -	Aspectos de campo do plúton Poço da Cacimba.	51
Figura 25 -	Fotomicrografias do plúton Poço da Cacimba.....	53
Figura 26 -	Aspectos de campo e estruturais do plúton Poço da Cacimba.	54
Figura 27 -	Afloramento do plúton Cacimbinhas exibindo megacristais de feldspato potássico imersos em matriz máfica fina.	54
Figura 28 -	Cristal de allanita eudral metamictizado em contato com biotita e hornblenda e feldspatos.	55
Figura 29 -	Fenocristal de feldspato potássico com textura peritítica com inclusão de plagioclásio.	55
Figura 30 -	Fotomicrografias de cristais de Titanita do Plúton Cacimbinhas.	55
Figura 31 -	Afloramento do plúton Minador do Negrão, rocha de composição quartzo monzonítica apresentando leve foliação de fluxo.	57
Figura 32 -	Quartzo monzonito apresentando granulação média com megacristais de feldspato potássico de até 3 cm.....	57
Figura 33 -	Enclave máfico dentro do plúton Minador do Negrão.....	57
Figura 34 -	Principais minerais máficos do plúton Minador do Negrão.....	58
Figura 35 -	Cristal de epidoto envolto em palhetas de biotita deformadas.	58
Figura 36 -	Principais fases máficas, biotita e hornblenda.	58
Figura 37 -	Afloramentos do Plúton Tanquinho.	59
Figura 38 -	Afloramentos do Plúton Tanquinho com deformação.....	60

Figura 39 - Enclave máfico com aprisionamento de megacrystal do granito PTQ.....	60
Figura 40 - Contato entre o plúton Tanquinho e o plúton Serra da Caiçara.	60
Figura 41 - Contato entre granito grosso porfíritico (PTQ) e o granito fino equigranular (PSI).	60
Figura 42 - Granito porfiritico (PTQ) englobando xenólito do embasamento.....	60
Figura 43 - Assembleia mineral de Plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos.....	62
Figura 44 - Cristais de titanita eudrais com núcleo de mineral opaco, provavelmente óxido de titânio.....	62
Figura 45 - Cristais de biotita, epidoto, quartzo, feldspato potássico e minerais opacos.....	62
Figura 46 - Agregado máfico composto por titanita, anfibólio e biotita.	62
Figura 47 - Granito fino roseo típico do Plúton Santana do Ipanema.	63
Figura 48 - Granito do PSI englobando xenólito do embasamento.	63
Figura 49 - Granito fino róseo (PSI) truncando a foliação do ortogneiss granítico do embasamento	63
Figura 50 - Contato entre o granito (PSI) com magma máfico sugerindo mistura de magmas ainda não consolidados.....	63
Figura 51 - Cristais de Biotita, anfibólio e titanita imersos em matriz quartzo-feldspática. A: Nícleos paralelos e B: Nícleos cruzados.....	64
Figura 52 - Sienito equigranular com megacristais de feldspato potássico e microenclaves máficos.....	64
Figura 53 - Xenólito dentro do plúton Lagoa do Boi.	65
Figura 54 - Assembleia Mineral composta por feldspato potássico, biotita e clinopiroxênio.	65
Figura 55 - Feldspato potássico, biotita com inclusões de apatita e zircão. Observa-se também clinopiroxênio e titanita.	65
Figura 56 - Diagrama de Classificação de Feldspatos para os plútons estudados.....	66
Figura 57 - Diagramas de classificação de micas, Alttotal vs. Fe#.....	68
Figura 58 - Diagrama FeO* vs. MgO vs. 10TiO ₂ de discriminante de biotitas primárias, reequilibradas e neoformadas.	68
Figura 59 - Diagrama Alttotal vs. Mg de classificação de biotitas.....	69

Figura 60 - Diagrama MgO vs FeO* discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcioalcalinas(C) e peraluminosas (P).	69
Figura 61 - Diagrama ternário MgO vs FeO vs Al ₂ O ₃ discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcioalcalinas(C) e peraluminosas (P).	69
Figura 62 - Diagrama Al+Fe ³⁺ vs Ti com a variação composicional da titanita analisadas.	70
Figura 63 - Diagrama Al+Fe ³⁺ vs F com a variação composicional da titanita analisadas.	70
Figura 64 - Diagramas de classificação dos anfibólios.	72
Figura 65 - Composição de anfibólio dos plútons estudados testando os papeis de substituição de edenita e tschermak.	72
Figura 66 - Diagrama de classificação composicional de piroxênios do Plúton Lagoa do Boi.	73
Figura 67 - Diagramas de variação SiO ₂ vs elementos maiores para o ortognaisse granítico.	75
Figura 68 - Diagramas de variação SiO ₂ vs elementos menores, mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o ortognaisse granítico.	76
Figura 69 - SiO ₂ vs elementos maiores, menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Tanquinho.	78
Figura 70 - SiO ₂ vs elementos maiores, menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Tanquinho.	79
Figura 71 - SiO ₂ vs elementos maiores para o plúton Cacimbinhas.	80
Figura 72 - SiO ₂ vs elementos menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Cacimbinhas.	81
Figura 73 - SiO ₂ vs elementos maiores menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Poço da Cacimba.	82
Figura 74 - SiO ₂ vs elementos maiores menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Poço da Cacimba.	83
Figura 75 - SiO ₂ vs elementos maiores para o plúton Santana do Ipanema.	84
Figura 76 - SiO ₂ vs elementos menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Santana do Ipanema.	85
Figura 77 - SiO ₂ vs elementos maiores, menores, Mg# e K ₂ O/Na ₂ O para o plúton Lagoa do Boi.	86
Figura 78 - Diagrama normativo Ab-Or-An para rochas ígneas.	87

Figura 79 -	Diagrama multicatiônico de Classificação R1-R2.....	88
Figura 80 -	Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 com campos de acordo com Middlemost (1985).....	88
Figura 81 -	Diagrama de classificação A/NK vs ASI (Índice Alumina Saturação)...	89
Figura 82 -	Diagrama K_2O vs. SiO_2 , Campos após Peccerillo & Taylor (1976).	89
Figura 83 -	Diagrama de classificação (MALI) vs SiO_2 (Índice alcalino-cálcico modificado).....	89
Figura 84 -	Diagrama de Variação composicional dos granitóides $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{Mg})$ vs. SiO_2	89
Figura 85 -	Diagrama AFM com os campos toleítico e calcio-alcalino após Irvine & Baragar (1971).	90
Figura 86 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do embasamento (McDonough & Sun, 1995).....	90
Figura 87 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Poço da Cacimba (Sun & McDonough, 1989 e McDonough & Sun, 1995, respectivamente).....	91
Figura 88 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Minador do Lúcio e dique sienítico (McDonough & Sun, 1995).	92
Figura 89 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Cacimbinhas (McDonough & Sun, 1995).....	92
Figura 90 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do manto Primitivo para as rochas do plúton Minador do Negrão (Sun & McDonough, 1989, McDonough & Sun, 1995; respectivamente).....	93
Figura 91 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Tanquinho (McDonough & Sun, 1995).....	93
Figura 92 -	Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Santana do Ipanema (McDonough & Sun, 1995).	94

Figura 93 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Lagoa do Boi (McDonough & Sun, 1995).....	94
Figura 94 - Diagrama T(°) vs P(Kbar). Dados obtidos a partir de cálculos de pressão e temperatura baseado no barômetro plagioclásio-hornblenda.	97
Figura 95 - Diagrama T(temperatura) vs plúton. Simbolos preenchidos: temperatura saturação em Zircão.	99
Figura 96 - SiO ₂ vs Temperatura de saturação em zircão e apatita para os plútons estudados.	99
Figura 97 - Diagrama Al ^{IV} vs Fe/(Fe+Mg) com os campos para fugacidade de oxigênio em anfibólio.....	101
Figura 98 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do Ortognaisse granítico. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U dos pontos analisados.	103
Figura 99 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Minador do Lúcio. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U dos pontos analisados.	104
Figura 100 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Poço da Cacimba. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U dos pontos analisados.	105
Figura 101 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Cacimbinhas. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U dos pontos analisados.	107
Figura 102 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Minador do Negrão. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U dos pontos analisados.	108

Figura 103 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Tanquinho. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.	110
Figura 104 - Diagrama de Evolução ϵNd vs T(Ga) para os granitos estudados.....	115
Figura 105 - Diagrama log (elemento compatível vs incompatível) evidenciando um processo de cristalização fracionada. PM: fusão parcial; FC: cristalização fracionada.....	117
Figura 106 - Diagrama Mg# vs SiO_2	117
Figura 107 - Diagrama K_2O e Na_2O vs. SiO_2	118
Figura 108 - Diagrama Y vs Sr/Y com campo para adakitos e rochas de arco de acordo com Richards & Kerrich (2007) e Castillo et al. (1999), respectivamente.....	120
Figura 109 - Diagrama $(\text{La/Yb})_N$ vs $(\text{Yb})_N$ com campo para adakitos e rochas de arco de acordo de Defant and Drummond (1990) e Martin (1986).....	120
Figura 110 - Diagrama Sr(i) vs. $\epsilon\text{Nd}(t)$	123
Figura 111 - Diagrama ϵNd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 para os plutons estudados.	125
Figura 112 - Diagrama ϵNd vs. Idade para os plutons estudados.	125
Figura 113 - Diagrama A/CNK vs Idade para as rochas dos plutons estudados.....	126
Figura 114 - Diagrama SiO_2 vs Idade para as rochas dos plutons estudados.	126
Figura 115 - Diagrama B-A de Debon & Lefort (1983) com os campos de Villaseca et al. (1998). Inset: trend das amostras dos plutons estudados.....	126

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Quadro resumo de distribuição de análises por método <i>versus</i> plúton ..	25
Tabela 2 - Legenda dos símbolos utilizados nos diagramas geoquímicos	74
Tabela 3 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do Ortognaisse granítico - Embasamento.	103
Tabela 4 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Minador do Lúcio	104
Tabela 5 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Poço da Cacimba	106
Tabela 6 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Cacimbinhas.....	107
Tabela 7 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Minador do Negrão...	109
Tabela 8 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Tanquinho	110
Tabela 9 - Resultados isotópicos Rb–Sr dos plútons estudados.....	111
Tabela 10 - Resultados isotópicos Sm–Nd dos plútons estudados.....	113
Tabela 11 - Resumo dos dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb disponíveis para rochas ígneas e metagêneas dos domínios Sergipano, Zona Transversal e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema.....	128
Tabela 12 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.	147
Tabela 13 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Poço da Cacimba.	148
Tabela 14 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Cacimbinhas. (1º parte).....	149
Tabela 15 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Cacimbinhas. (2º parte).....	151
Tabela 16 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Minador do Negrão.....	153
Tabela 17 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Tanquinho.	154
Tabela 18 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.	155
Tabela 19 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Minador do Lúcio.....	157
Tabela 20 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Poço da Cacimba.	158

Tabela 21 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Cacimbinhas. (1º parte).....	160
Tabela 22 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Cacimbinhas. (2º part).....	162
Tabela 23 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Tanquinho. ...	164
Tabela 24 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Santana do Ipanema.	166
Tabela 25 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Lagoa do Boi.	167
Tabela 26 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.	168
Tabela 27 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Minador do Lúcio.....	170
Tabela 28 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Poço da Cacimba.	171
Tabela 29 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Cacimbinhas.....	173
Tabela 30 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Tanquinho. (1º parte)	175
Tabela 31 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Tanquinho. (2º parte)	177
Tabela 32 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Santana do Ipanema.	179
Tabela 33 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Lagoa do Boi.	180
Tabela 34 - Análises de microsonda eletrônica de epídoto do plúton Tanquinho..	181
Tabela 35 - Análises de microsonda eletrônica de epídoto do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.	183
Tabela 36 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.	184
Tabela 37 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Minador do Lúcio.....	186
Tabela 38 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Poço da Cacimba.	188

Tabela 39 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Tanquinho.	190
Tabela 40 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Santana do Ipanema.	191
Tabela 41 - Análises de microsonda eletrônica de piroxênio do plúton Lagoa do Boi.	192
Tabela 42 - Análises Químicas do Ortognaisse Granítico	193
Tabela 43 - Análises Químicas do plúton Minador do Lúcio	195
Tabela 44 - Análises Químicas do plúton Poço da Cacimba.....	197
Tabela 45 - Análises Químicas do plúton Cacimbinhas	199
Tabela 46 - Análises Químicas do plúton Minador do Negrão	202
Tabela 47 - Análises Químicas do plúton Tanquinho	204

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
1.1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	22
1.2	MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	22
1.2.1	Fluorescência de Raios-X (Elementos Maiores e Traços)	26
1.2.2	ICP-MS (Elementos Terras Raras).....	27
1.2.3	Microsonda Eletrônica (Química Mineral)	28
1.2.4	Espectrômetria de Massa para Sistemas Isotópicos	29
1.2.4.1	Método Rb-Sr	30
1.2.4.2	Método Sm-Nd	31
1.2.4.3	Isótopos de Oxigênio em zircão	32
1.2.4.4	Método U-Pb	34
2	GEOLOGIA REGIONAL	36
2.1	PROVÍNCIA BORBOREMA.....	36
2.2	DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS	40
3	GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA.....	44
3.1	EMBASAMENTO.....	44
3.2	PLÚTON MINADOR DO LÚCIO (PML)	48
3.3	PLÚTON POÇO DA CACIMBA (PPC).....	50
3.4	PLÚTON CACIMBINHAS (PCC)	54
3.5	PLÚTON MINADOR DO NEGRÃO (PMN)	56
3.6	PLÚTON TANQUINHO (PTQ).....	59
3.7	PLÚTON SANTANA DO IPANEMA (PSI).....	62
3.8	PLÚTON LAGOA DO BOI (PLB)	64
4	QUÍMICA MINERAL.....	66
4.1	FELDSPATOS	66
4.2	BIOTITA.....	67

4.3	TITANITA.....	69
4.4	EPIDOTO	71
4.5	ANFIBÓLIO	71
4.6	PIROXÊNIO.....	72
5	LITOGEOQUÍMICA	74
5.1	ASPECTOS QUÍMICOS	74
5.1.1	Elementos Maiores e Menores	74
5.1.2	Séries Magmáticas	87
5.1.3	Elementos Terras Raras e Traços	90
6	CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	95
6.1	GEOBAROMETRIA.....	95
6.2	TEMPERATURA DO <i>SOLIDUS</i>	96
6.3	TEMPERATURA DO <i>LIQUIDUS</i>	97
6.4	FUGACIDADE DE OXIGÊNIO.....	99
7	GEOCRONOLOGIA U–PB EM ZIRCÃO - SHRIMP	102
7.1	EMBASAMENTO (ORTOGNAISSE GRANÍTICO)	102
7.2	PLÚTON MINADOR DO LÚCIO	104
7.3	PLÚTON POÇO DA CACIMBA	105
7.4	PLÚTON CACIMBINHAS	106
7.5	PLÚTON MINADOR DO NEGRÃO	108
7.6	PLÚTON TANQUINHO.....	109
8	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	111
8.1	RB–SR.....	111
8.2	SM–ND	112
8.3	OXIGÊNIO	114
9	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	116
9.1	PETROGÊNESE MAGMÁTICA.....	116

9.2	ROCHAS FONTES POTENCIAIS (CONTRIBUIÇÃO)	120
9.3	CORRELAÇÕES COM DOMÍNIOS TECTÔNICOS ADJACENTES.....	127
9.4	INTERPRETAÇÕES TECTÔNICAS.....	129
9.5	CONCLUSÕES.....	130
	REFERÊNCIAS	132
	APÊNDICE A - TABELAS DE ANÁLISES DE MICROSSONDA	
	ELETRÔNICA	147
	APÊNDICE B – TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL	
	(ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E ETR).....	193

1 INTRODUÇÃO

Rochas graníticas são as rochas plutônicas mais abundantes na crosta continental superior. Estes tipos de rochas possuem ampla variação mineralógica e textural, consequentemente, um amplo espectro de fontes e processos genéticos. A gênese destas rochas não está limitada a processos de zona de subducção. O maior volume de granitos é encontrado em arcos continentais e em ocorrências Pre-Cambrianas. Desde que Read (1957) e outros primeiros pesquisadores escreveram sobre “Granitos e granitos”, os petrólogos têm debatido sobre granitos sob várias perspectivas, com o objetivo de elucidar a origem destas rochas multifacetadas e poligenéticas.

Estas rochas podem se apresentar como plútons graníticos individuais ou como plútons graníticos que congregam para formar gigantescas massas rochosas chamadas de batólitos. O período de desenvolvimento de batólitos por sucessivas fases de intrusão pode durar cerca de 50–100 Ma. Batólitos são encontrados em arcos magmáticos continentais, cinturões orogênicos e zonas de sutura de várias idades pelo mundo.

Apesar de extensivo diálogo, ainda existem muitas controvérsias sobre o espaço ocupado por grandes intrusões de magmas na crosta continental. Algumas perguntas ainda pairam no ar, tais como: se uma grande intrusão ígnea tem ocupado o espaço de rochas crustais pré-existentes, então para onde estas rochas teriam sido removidas? Qual o principal processo de geração e diferenciação destes magmas? Vários estudos sobre plútons graníticos tentam encontrar a resposta e sugerem que o espaço criado por falhas em zonas de cisalhamento favorece o alojamento de magmas e vários processos de formação tais como contribuição do manto, reciclagem crustal, mistura de magmas e presença de fluidos durante a fusão, são algumas das opções para a origem de plútons ígneos.

O presente trabalho tem como foco o estudo petrológico dos plútons que compõem a porção leste do Batólito Águas Belas-Canindé localizado no estado de Alagoas, nordeste do Brasil. Os plútons estudados são: Minador do Lúcio, Poço da Cacimba, Cacimbinhas, Minador do Negrão, Tanquinho, Santana do Ipanema e Lagoa do Boi, além do embasamento que é representado por ortognaisse granítico.

Neste trabalho serão apresentados novos dados de elementos maiores, menores e traços em rocha total, química mineral, isótopos de oxigênio, isótopos de U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr inéditos para as rochas em foco.

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Este trabalho tem como principal objetivo o estudo sistemático da porção leste do Batólito Águas Belas-Canindé e da sua evolução petrológica, assinaturas geoquímica e isotópicas e contexto tectônico na província Borborema. Estes dados juntamente com os trabalhos de campo e análise petrográfica nos possibilitam investigar a origem dos plútons estudados e inferir um ambiente tectônico.

Atualmente existem poucos dados disponíveis sobre este batólito na literatura, incluindo dados de agrupamento geoquímico e isotópico preliminar. Sendo assim, o batólito foi escolhido como objeto de estudo para auxiliar na elucidação da história de evolução crustal do domínio Pernambuco-Alagoas através da caracterização do magmatismo granítico no batólito Águas Belas-Canindé associado à orogênese Brasileira, bem como identificar/confirmar a ocorrência de corpos de idade Toniana.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

Para atingir os objetivos desta tese, foram realizadas viagens de campo para observação de estruturas, variação de facies, contatos e coleta de amostras para realização de estudos petrográficos, análises químicas e isotópicas, e tratamento de dados geoquímicos, como detalhado a seguir (Tabela 1).

► Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram feitos usando como base o mapa geológico apresentado por Mendes et al. (2009) e fotografias aéreas em escala 1:70.000 disponíveis para a região estudada, bem como mapas topográficos na escala 1:100.000. Todos os afloramentos visitados foram georeferenciados com auxílio de um aparelho GPS Garmin GPSMAP 76CSx, descritos em cadernetas de campo e fotografados. Foram realizadas quatro viagens de campo.

► Trabalhos de laboratório

Os trabalhos de laboratório foram iniciados após a primeira visita ao campo e durante todo o período de estudos. As principais atividades executadas entre as visitas ao campo foram:

- a) Pesquisa bibliográfica sobre a geologia da região estudada e sobre geoquímica de granitóides;
- b) Após cada etapa de campo, foram confeccionadas lâminas delgadas polidas com lamínula e espessura de 30 μm (no Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação-LAPA do DGEO/UFPE) para realização dos estudos petrográficos das fases minerais primárias e secundárias, suas relações texturais, e classificação mineralógica das rochas e seleção das fases minerais a serem analisadas por microsonda eletrônica, utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida do NEG-LABISE da Universidade Federal de Pernambuco;
- c) A etapa de preparação das amostras para análise por distintos métodos foi similar e ocorreu no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do NEG-LABISE, os procedimentos adotados seguem a rotina padrão. Cada amostra coletada foi preparada (britada, pulverizada e quarteada) para a realização de análises químicas de rocha total para elementos maiores e traços (no Laboratório de Fluorescências de Raios-X do NEG-LABISE/UFPE) e elementos terras raras (ICP-MS, Laboratório SGS-Geosol);
- d) Escolha das amostras para confecção de lâminas petrográficas destinadas a análise química das seguintes fases minerais: plagioclásio, biotita, titanita, epidoto e anfibólio, utilizando Microsonda Eletrônica (LASON/UnB);
- e) Processo de separação magnética, líquidos pesados e purificação do concentrado de zircão para datação pelo método U-Pb/SHRIMP (CPGEO/GEOLAB/USP) e Análise de isótopos de oxigênio (NEG-LABISE);
- f) Seleção e separação de quota da amostra pulverizada para Análise de isótopos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total (Laboratório de Espectrometria/USP);
- g) Confecção do mapa geológico simplificado através do software ArcGis® com adição de módulo específico para SIG;
- h) Análises e Tratamento de dados geoquímicos e isotópicos: diagramas de correlação multi-elementares usando planilhas de dados Microsoft Excel®; e o software Grapher® e o software GCDkit (Janousek et al. 2006); diagramas

de classificação química de granitóides, e de discriminação de ambientes tectônicos; diagramas de correlação multi-elementares (elementos maiores e traços); cálculo de parâmetros intensivos (P, T) usando geotermômetro e geobarômetro aplicável a rochas graníticas (par plagioclásio-hornblenda, Al em hornblenda); dados isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb; cálculo de parâmetros ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} e δO^{18} , e correlações $^{87}Sr/^{86}Sr$ para a determinação da fonte e suas características químicas; e,

- i) A integração e interpretação de dados, e comparação com dados da literatura sobre o Batólito Aguas Belas-Canindé serão importantes para o estabelecimento de hipóteses de evolução magmática e modelo de evolução geotectônica do Domínio Pernambuco-Alagoas.

Tabela 1 - Quadro resumo de distribuição de análises por método *versus* plúton

MÉTODOS		Embasamento	Plúton Minador do Lúcio	Plúton Poço da Cacimba	Plúton Cacimbinhas	Plúton Minador do Negrão	Plúton Tanquinho	Plúton Santana do Ipanema	Pluton Lagoa do Boi
Fluorescência de Raio-X (Rocha Total)		16	5	20 (1 enclave)	32 (1 enclave)	5	40 (1 enclave)	19	7
U-Pb		1	1	1	1	1	1	-	-
Rb-Sr		3	3 (1 dique)	3	7	3	4	6	2
Sm-Nd		3	3 (1 dique)	3	7	3	4	6	2
$\delta^{18}\text{O}$		-	1	1	1	-	2	-	-
Química Mineral	Plagioclásio	2	-	8	24	4	8	-	-
	K-Feldspato	-	-	-	2	2	-	-	-
	Biotita	6	4	20	26	-	12	2	4
	Titanita	10	6	16	12	-	26	2	4
	Epidoto	8	-	-	-	-	14	-	-
	Anfibólio	4	5	10	-	-	4	4	-
Piroxênio		-	-	-	-	-	-	-	4

Fonte: A Autora, 2019.

1.2.1 Fluorescência de Raios-X (Elementos Maiores e Traços)

As análises químicas quantitativas para elementos maiores e alguns elementos traços (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y) foram realizadas conforme o método de Fluorescência de Raios-X em discos fundidos. Os resultados expressos em peso (%) e ppm. As análises foram realizadas no Núcleo de Estudos Geoquímicos-Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) do Departamento de Geologia da UFPE. O equipamento utilizado foi o Espectrometro de Fluorescência de Raios-X Rigaku RIX 3000 com tubo de Ródio (Rh) e 6 cristais analisadores (Figura 1), pelo método de curvas de calibração, que foram construídas com materiais de referências internacionais. Uma porção de 1g de amostra foi colocada em estufa para secar a 110°C e então levada a uma mufla, a 1000°C, por 2 horas, para determinação de perda ao fogo. Foram feitas pérolas fundidas usando tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) na proporção de 1g de amostra: 5 g de fundente. A fusão é realizada em cadinhos de liga especial (Pt com 5% de Au) e o fundido é vertido em moldes do mesmo material. O resfriamento em velocidade controlada produz vidros circulares, na forma de disco.

A amostra fundida é excitada por raios X gerados num tubo do equipamento. Neste tubo os elétrons gerados num cátodo são acelerados ao longo de um gradiente de potencial elétrico e incidem sobre um anodo metálico resultando na emissão de raios X primários. A amostra excitada pelos raios X primários emite raios X secundários, a isto se chama Fluorescência de raio X. Cada elemento químico emite uma fluorescência com comprimento de onda característico. A fluorescência total emitida pela amostra incide sobre um cristal analisador que refrata em diferentes ângulos os diversos comprimentos de onda dos raios X secundários decompondo assim a fluorescência total nas radiações específicas emitidas pelos elementos contidos na amostra. Cada radiação específica isolada é quantificada num detector de radiação denominado contador cintilométrico. A quantificação final de cada elemento se faz pela comparação do resultado da amostra com o resultado da amostra padrão de composição próxima a da amostra analisada.

Figura 1 - Espectrometro de Fluorescência de Raios-X (Rigaku RIX 3000) do NEG-LABISE do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.



Fonte: A Autora, 2019.

1.2.2 ICP-MS (Elementos Terras Raras)

As análises químicas quantitativas de elementos terras raras (ETR) de amostras selecionadas foram realizadas utilizando-se o método de Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente¹ (ICP-MS) que é capaz de detectar metais e diversos não-metais em concentrações tão baixas como uma parte em 10^{12} (parte por bilhão-ppb). O equipamento utilizado foi o Espectrômetro ELAN DRC II da marca Perkin/Elmer/SCIEX (Figura 2). A metodologia aplicada pelo laboratório da SGS Geosol é própria e segue o método IMS95A: Análise de elementos terras raras. Inicialmente, foram pesadas 10 gramas das amostras pulverizadas, as quais foram fundidas com metaborato de lítio (LiBO_2), dispostas em solução de ácido tartárico ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_6$) e ácido nítrico (HNO_3) sob constante agitação até dissolução completa da amostra fundida para a determinação dos ETR.

Figura 2 - Espectrômetro de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (Espectrômetro ELAN DRC II da marca Perkin/Elmer/SCIEX) do Laboratório SGS Geosol.



Fonte: Site Geosol.

¹ Essa técnica é também conhecida como ICP-OES (espectrometria de emissão óptica por plasma acoplado Indutivamente) ou ICP-AES (Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente).

A Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente é uma técnica de análise química instrumental que faz uso de uma fonte de excitação de plasma de argônio à alta temperatura (7.000 – 10.000 K) para produzir, em uma amostra introduzida sob forma de neblina no centro do plasma, átomos excitados que emitem radiação em comprimentos de onda na faixa de 125 a 950 nm, característicos dos elementos nela presentes. A ionização dos átomos de uma amostra gera partículas eletricamente carregadas (íons). Estes íons são acelerados ao longo de uma região sob a ação de um campo magnético e/ou elétrico, fazendo com que os íons adquiram trajetórias diferentes conforme suas massas, promovendo assim, a separação dos íons gerados que têm suas respectivas intensidades medidas por meios de detectores específicos e correlacionadas às concentrações de massa correspondentes através de curvas de calibração obtidas pela medição prévia de Padrões Certificados de Referência.

1.2.3 Microsonda Eletrônica (Química Mineral)

As análises químicas quantitativas de biotita, anfibólio, plagioclásio, titanita e epidoto foram realizadas através do método de Microsonda Eletrônica. O equipamento (Figura 3) utilizado para determinação desses minerais foi a Microsonda Eletrônica JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS²) que é caracterizado por análises quantitativas e qualitativas de alta precisão, operada em uma voltagem de aceleração de 15 kV, uma corrente de 10 nA, e um diâmetro da ordem 5 µm para o feixe eletrônico. As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo.

A análise química por Microsonda Eletrônica baseia-se na excitação da amostra polida por um feixe de elétrons gerado num cátodo e modelado por um conjunto de eletroímãs que confere ao feixe um diâmetro da ordem de 1 µm. A amostra reage a excitação eletrônica com liberação de raios X primários fazendo desta forma o papel de ânodo de um tubo de raio X. Essa radiação é decomposta e quantificada, semelhantemente ao método de FRX, com auxílio de cristais analisadores e contadores cintilométricos. Análises quantitativas e qualitativas com alta precisão são feitas no espectrômetro WDS. Enquanto o espectrômetro EDS é caracterizado por análises simultâneas em múltiplos elementos e em pequenas amostras.

² Wavelength Dispersive X-ray Spectrometer.

Figura 3 - Microsonda Eletrônica (Microprobe JEOL JXA-8230) do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.



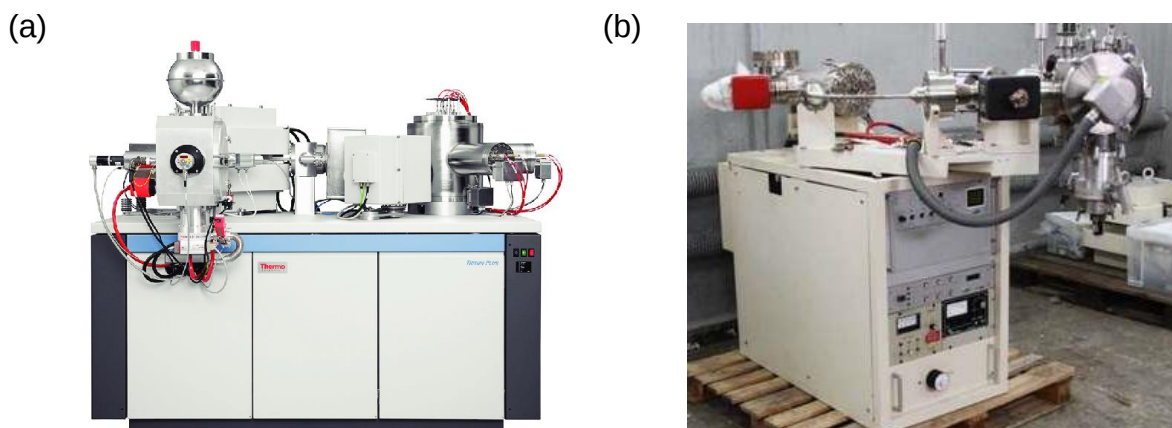
Fonte: A Autora, 2019.

1.2.4 Espectrômetria de Massa para Sistemas Isotópicos

Espectrômetria de Massa é o mais preciso de todos os métodos analíticos, sendo a principal técnica utilizada pela geocronologia onde dados extremamente exatos na determinação de isótopos são um pressuposto básico. O método envolve a separação e quantificação de isótopos tendo por base as suas diferenças de massa (prótons e nêutrons do núcleo). Ions da amostra ionizada são introduzidos em camaras de alto vácuo e acelerados em campos com grande gradiente de potencial elétrico. A trajetória dos ions é encurvada pela ação de campo magnético intenso. Os isótopos mais pesados ocupam posições externas da trajetória e os mais leves as posições internas no tubo de vôo. Assim, é possível a coleta individual de isótopos e sua quantificação em dispositivos especiais do tipo “copo de Faraday”, utilizando-se como referências padrões isotópicos de composição conhecida que são adicionados à amostra (padrões internos).

As análises isotópicas de Sr e Nd em rocha total foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo-USP) utilizando os Espectrômetros de massa por termoionização (TIMS) THERMO SCIENTIFIC TRITON para isótopos de Nd e de Sr, e o Espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 para os isótopos de Sm (Figura 4 (a) e (b)). Os procedimentos laboratoriais para a medida dos dados isotópicos de Nd, Sr e Pb encontram-se detalhados em Sato et al. (1995).

Figura 4 - Espectrômetros de massa por termoionização.



Fonte: Site da Thermofisher³.

(a) N-TIMS (THERMO SCIENTIFIC TRITON); (b) TIMS (FINNIGAN MAT 262).

1.2.4.1 Método Rb-Sr

O elemento químico rubídio (Rb) é um metal alcalino da tabela periódica que geoquimicamente não forma mineral próprio e ocorre principalmente em minerais ricos em K como micas, feldspato potássico, sais e argilominerais. Em rochas ultrabásicas a concentração é relativamente menor se comparada às rochas ácidas. Os isótopos naturais de ocorrência na terra são o ^{87}Rb (instável) e o ^{85}Rb (estável) com 27,834% e 72,165%, respectivamente. O estrôncio (Sr) é um metal alcalino terroso da tabela periódica que ocorre principalmente em minerais contendo cálcio (Ca) como plagioclásios, anfibólios, apatita e carbonatos. O Estrôncio tem quatro isótopos naturais estáveis: ^{84}Sr (0,56%), ^{86}Sr (9,86%), ^{87}Sr (7,00%) e ^{88}Sr (82,58%). Somente o isótopo ^{87}Sr é radiogênico, produto da desintegração do ^{87}Rb . Portanto, o ^{87}Sr pode ter duas origens: formado durante síntese nuclear primordial (junto com os outros três isótopos estáveis) e formado pelo decaimento do Rubídio.

Este método de datação geocronológica está baseado no decaimento radioativo do ^{87}Rb para ^{87}Sr que apresenta uma meia vida de $4,88 \times 10^{10}$ anos.

Reação de decaimento do Rb: $^{87}\text{Rb}_{87} \rightarrow ^{87}\text{Sr}_{88} + \beta^- + \nu + Q$ ($\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$)

Onde: β^- = *eletron*; ν = *antineutrino* e Q = *energia de decaimento*.

³ Disponível em :< <https://assets.thermofisher.com/TFSAssets/CMD/brochures/br-30537-triton-xt-tims-br30537-en.pdf>>. Acesso em: 02 fev. 2019.

Tomando-se por base ^{86}Sr como isótopo de referência, obteremos a seguinte equação isocrônica que descreve a evolução isotópica para qualquer sistema geológico.

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

O método é aplicado especialmente em amostras de rocha-total, de composição intermediária a ácida, através do método da isócrona. Normalmente aplicado à rochas mais antigas que 10 Ma. Neste trabalho, utilizamos apenas os parâmetros $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e ϵ_{Sr} para interpretação geológica.

As razões isotópicas e o Epsilon (ϵ)⁴ são parâmetros atualmente utilizados para interpretações petrogenéticas e na tentativa da identificação de processos formadores de rocha e possíveis fontes de magma.

1.2.4.2 Método Sm-Nd

O samário (Sm) e neodímio (Nd) são elementos terras raras e ocorrem na maioria dos minerais formadores de rochas como elemento traço. O Samário natural é composto de 4 isótopos estáveis, ^{144}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm , e 3 isótopos instáveis, ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm , sendo o ^{152}Sm o mais abundante (26,75%). O principal contraste entre os métodos Sm–Nd e os métodos Rb–Sr e U–Pb jaz na coerência geoquímica do Sm e Nd. Estes elementos não são fracionados em grande escala pelos processos crustais. Entretanto, a meia-vida longa do ^{147}Sm ($1,06 \times 10^{11}$ anos) e o intervalo comparativamente restrito observado nas razões Sm/Nd na maioria das rochas crustais impõem limitações ao uso do método. Porém, o método tem grande aplicação na datação de rochas muito antigas e de rochas básicas e ultrabásicas. Desta forma, o método Sm–Nd é melhor aplicado à datação de rochas ígneas básicas e ultrabásicas, enquanto que o método Rb–Sr às rochas ácidas e intermediárias. O geocronômetro Sm–Nd é baseado no decaimento de ^{147}Sm para ^{143}Nd , com a emissão de uma partícula α .

Reação de decaimento do Sm: $^{147}\text{Sm}_{62} \rightarrow ^4\alpha_2 + ^{143}\text{Nd}_{60} + Q$ ($\lambda=6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$).

Onde: α = radiação alfa e Q = energia de decaimento.

⁴ Equação $\epsilon_{\text{Sr}}(t) = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Ri}} / (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$

Tomando-se por base o ^{144}Nd como isótopo de referência, obteremos a seguinte equação isocrônica que descreve a evolução isotópica para qualquer sistema geológico.

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Idades modelo representam o tempo no qual uma rocha foi extraída de um reservatório do manto, a extração desse magma seria o principal mecanismo de fracionamento destes isótopos, já que as razões entre os isótopos não são afetadas pelo intemperismo, ou seja, por processos crustais. A formação de minerais como granada (rica em ETR) durante o metamorfismo pode causar um fracionamento secundário destes elementos e consequentemente alterar a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. O ϵ_{Nd} é uma comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha com a mesma razão no reservatório condritico uniforme padrão (CHUR). O Nd é enriquecido em relação ao Sm durante os processos magmáticos que conduzem à formação de crosta sílica a partir do manto superior. A crosta continental é um reservatório enriquecido em terras raras leves quando comparada ao manto superior. Tendo o manto superior e a crosta continental evoluído com razões Sm/Nd relativamente alta e baixa, respectivamente, segue que as razões iniciais de Nd, ϵ_{Nd} ⁵ e a idade modelo⁶ podem prover um critério útil para a caracterização da região fonte das rochas, em analogia com os outros métodos, como pode ser observado neste estudo.

1.2.4.3 Isótopos de Oxigênio em zircão

Oxigênio (O) é o elemento mais abundante da terra. Ocorre nas fases líquida, gasosa e sólida, a maioria das quais são termalmente estáveis dentro de um grande intervalo de temperaturas. Isto torna o oxigênio um dos elementos mais importantes na geoquímica de isótopos. O oxigênio é composto por três isótopos estáveis ^{16}O , ^{17}O , e ^{18}O , com o ^{16}O sendo o mais abundante com 99,757% (Rosman & Taylor,

⁵ Equação $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Ri}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$

⁶ Idade Modelo = $1/\lambda \ln \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{R0}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR0}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{R0}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR0}}] + 1 \}$

1998). Devido à maior abundância e à maior diferença de massa entre os isótopos, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é normalmente a determinada.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}} - 1 \right) \right] \times 10^3 \text{‰}$$

As razões de isótopos de oxigênio do magma refletem o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da fonte magmática e dos contaminantes (Valley et al. 2005). A composição isotópica do oxigênio é representada pelo “delta” seguido do isótopo mais pesado e exprime a razão entre o isótopo mais pesado e o mais leve em relação a um padrão conforme segue na equação abaixo. A composição de isótopos de oxigênio da rocha depende do teor de oxigênio dos minerais constituintes e das proporções minerais. O zircão é um mineral acessório comum em rochas ígneas e preserva os registros das razões isotópicas magmáticas de forma mais confiável. Vários fatores favorecem a utilização do zircão como um registro geoquímico robusto e seguro, tais como: alta temperatura de estabilidade e fusão, lenta taxa de difusão de cátions e ânions, inércia química e dureza.

Para este estudo os grãos de zircão separados foram analisados para obtenção do valor de $\delta^{18}\text{O}$ em amostras com 1mg, que foram concentradas através dos processos de moagem, separação magnética e gravimetria.

Figura 5 - Equipamentos de análise de isótopos de oxigênio do NEG-LABISE (UFPE).



Fonte: A Autora, 2019.

(a) Linha de extração de oxigênio a laser de CO_2 e (b) Espectrômetro de Massa Delta V Advantage da Thermofinnigan.

As análises de isótopos de oxigênio foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco, usando uma linha de extração a alto vácuo a laser de CO_2 , utilizando pentafluoreto de bromo (BrF_5) como reagente, a metodologia utilizada foi baseada em Sharp (1990). O concentrado de zircão foi analisado no Espectrômetro de massa Delta V Advantage da Thermofinnigan (Figura 5 (a) e (b)). Os resultados são expressos em ‰VSMOW.

1.2.4.4 Método U-Pb

- Preparação e Separação dos grãos de zircão

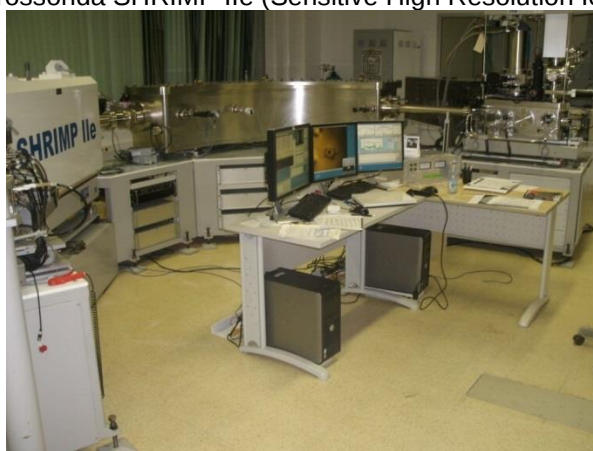
A separação de zircão foi realizada conforme o procedimento padrão do NEGLABISE, no qual a amostra de rocha é reduzida via britador e extraída a fração inferior a 500 μm . A partir do material recolhido são concentrados os minerais pesados com uso da bateia. O concentrado é passado pelo separador isodinâmico Frantz para separação magnética, quando é então realizada a coleta da fração não magnética, ou seja, os grãos de zircão de interesse.

Após essa etapa, os concentrados são levados para à separação com bromofórmio que separa as fases por densidade. Esta etapa separa os cristais de zircão de minerais leves, como quartzo, feldspato e apatita, que se concentram na fração não magnética do separador Frantz. O concentrado é então limpo de impurezas e de outros minerais com ácido fluorídrico, seguido de ácido sulfúrico frio e ácido nítrico quente, caso existam sulfetos presentes. Para confecção dos “*mounts*”, é realizado o processo de seleção dos grãos de zircão mais preservados através de lupa binocular e pinça. Os “*mounts*” são confeccionados com resina epóxi, desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos. Para realizar as imagens de catodoluminescência e as análises na microsonda iônica, é depositada uma fina camada de ouro sobre o “*mount*”.

O método U-Pb de datação geocronológica absoluta é baseado na desintegração radioativa de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), dando origem a dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb). O método baseia-se em duas cadeias de decaimento separadas, a série de urânio de ^{238}U a ^{206}Pb , com uma meia-vida de 4,47 bilhões de anos e a série de actínio de ^{235}U a ^{207}Pb , com uma meia-vida de 704 milhões de anos. Neste método, utiliza-se minerais muito resistentes à ação intempérica e que possuem alta concentração de U e Th (zircão, monazita, titanita, xenotima, badeleíta e perovskita), portanto, mesmo amostras muito alteradas são passíveis de utilização em datações U-Pb. O método de datação é geralmente realizado no mineral zircão, este incorpora átomos de urânio e tório em sua estrutura cristalina, mas rejeita fortemente o chumbo na cristalização. Portanto, pode-se assumir que todo o conteúdo de chumbo do zircão é radiogênico, ou seja, produzido apenas por processo de decaimento radioativo após a formação deste mineral. Assim, a proporção atual de chumbo ao urânio no mineral pode ser usada para determinar sua idade.

As medidas de U-Pb são feitas in situ com elevada resolução espacial para datação de rochas por U-Pb em zircão através de SHRIMP, sendo necessário apenas 2mg de amostra. A análise U-Pb SHRIMP é feita por bombardeamento de um feixe de O₂⁺, que escava a superfície do mineral e ionizam partículas secundárias, essas são extraídas eletrostaticamente e aceleradas para dentro de um espectrômetro de dupla focalização. O feixe que colide com a amostra tem um diametro de ~25 µm e alcança em torno de 2 µm de profundidade. Para melhor determinação das razões isotópicas U-Pb, são utilizados padrões de referência internacional.

Figura 6 - Microsonda SHRIMP IIe (Sensitive High Resolution Ion Microprobe).



Fonte: A Autora, 2019.

Equipamento do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

As análises de U-Pb foram realizadas utilizando uma microsonda SHRIMP IIe (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe) do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (Figura 6), nas quais são determinadas as razões entre as massas dos elementos: U- Th-Pb. Uma análise é composta em média de seis leituras em cada massa em cada ponto, perfazendo um total de 20 a 25 minutos por ponto analisado. Abundâncias de U foram calibradas usando o padrão SL 13 (U=238 ppm, Williams, 1998). A correção de Pb comum foi feita usando ²⁰⁴Pb medido. A cada três pontos analisados, a análise do padrão (TEMORA II - ²⁰⁶Pb/²³⁸U 416,78 ± 0,33 Ma; Black et al., 2004) é efetuada. Os dados brutos são reduzidos no programa SQUID e as incertezas associadas às razões são de 2σ e os erros são dados em nível de 95% de confiança. As idades concórdia e parâmetros estatísticos são calculados utilizando o software ISOPLOT 4.1/Excel.

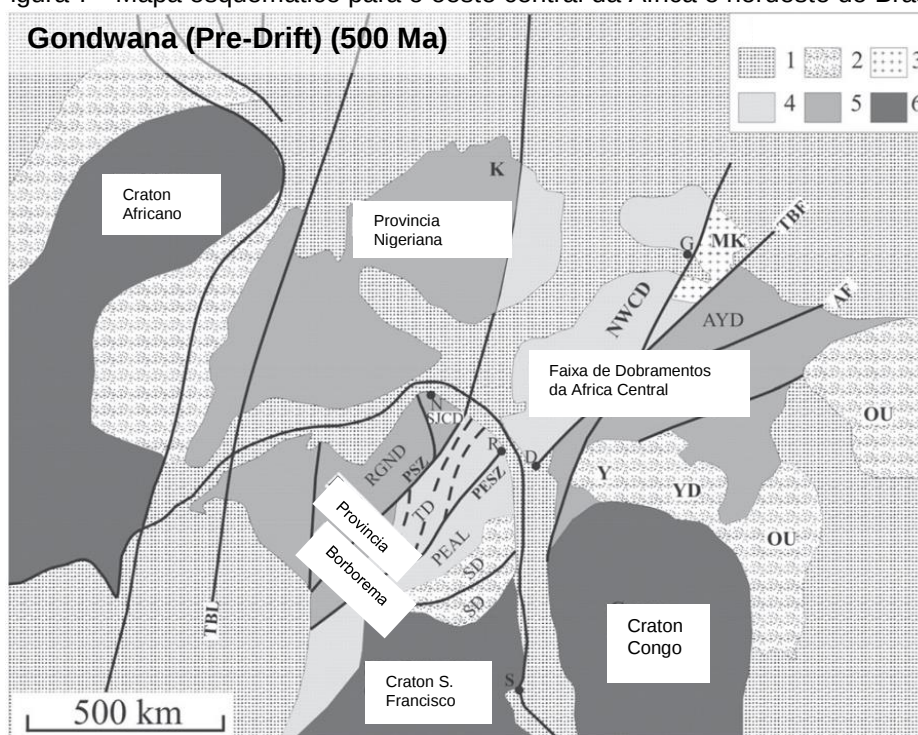
2 GEOLOGIA REGIONAL

O Nordeste Brasileiro é composto geologicamente pela Província Borborema (PB), termo usado por Almeida et al. (1981) para englobar o conjunto de unidades geológicas estabilizadas ao final da orogênese Brasileira.

2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema representa um segmento crustal de uma faixa fortemente deformada pelo orógeno Brasileiro. Esta faixa é denominada de Trans-Saara (Figura 7), formada a partir da convergência dos crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo e figura em várias reconstruções pre-drift (Van Schmus et al. 1995, 2008, 2011; Brito Neves et al., 2002; Santos et al., 2008).

Figura 7 - Mapa esquemático para o oeste central da África e nordeste do Brasil.



Fonte Van Schmus et al. (2008).

1: Cobertura Fanerozoica; 2: Cobertura Neoproterozoica; 3: Neoproterozoico; 4: Embasamento Paleoproterozoico com domínios Brasileiro/Pan Africano; 5: Embasamento Paleoproterozoico abundante com domínios Brasileiro/Pan Africano; 6: Crosta Paleoproterozoica/Cratons Arqueano; AYD, Adamawa = Domínio Yadé; MK: Terreno Mayo Kebi; NWC: Domínio Cameroon NW; OU: Cinturão de dobramento Oubanguide; PEAL: Domínio Pernambuco–Alagoas; RGND: Domínio Rio Grande do Norte; SD: Domínio Sergipano; TD: Domínio Transversal; YD: Domínio Yaoundé. Falhas e zonas de cisalhamento: AF: Falha Adamawa; PSZ, Zona de cisalhamento Patos; PESZ: Zona de cisalhamento Pernambuco; SF: Falha Sanaga; TBF: Tcholliré–Banyo; TBL: Lineamento Transbrasiliano. Cidades: D: Douala; G: Garoua; K: Kaduna; R: Recife; N: Natal; S: Salvador; Y: Yaoundé.

A convergência e aglutinação dos crátons durante o Neoproterozóico formou o supercontinente Gondwana Oeste. A subsequente fragmentação do Gondwana Oeste durante o Paleozóico/Mesozóico ocorreu devido à abertura do Oceano Atlântico Sul responsável pela configuração atual dos continentes Sul-Americano e Africano (Toteu et al., 1990, 1994).

Dados estruturais, isotópicos e geofísicos indicam a ocorrência das orogenias: 1) Transamazônica/Eburniana (Paleoproterozóico) e 2) Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico) nos continentes Sul-Americano e Africano. Extensos e contínuos lineamentos/zonas de cisalhamento (Transbrasiliano, Senador Pompeu-Ilé, Patos-Adamaoua, Pernambuco-Sanaga) delimitam os principais domínios tectônicos nos dois continentes. Dessa forma, a história evolutiva da Província Borborema está intimamente relacionada com a sua contraparte africana representado pelas províncias Hoggar, Nigeriana e África Central e pelo Cinturão Pharusiano (Toteu et al., 1994; Brito Neves et al., 2000, Neves, 2003, 2011, 2015; Neves et al., 2006).

Novas hipóteses sobre a história evolutiva da Província Borborema vêm sendo apresentadas, em relação a orogêneses que ocorreram no continente sul-americano e sua possível correlação com o continente Rodínia (Santos, 1995; Santos et al., 2010), que consideram que além das orogêneses transamazônica (Paleoproterozoico) e Brasileira (Neoproterozoico), a Província Borborema foi afetada pelo evento Cariris Velhos (~1 Ga) (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 1995; Dantas et al., 1998; Fetter, 1999; Brito Neves et al., 2001; Kozuch, 2003; Van Schmus et al., 2003; Caxito et al., 2014; Guimarães et al., 2012). O evento Cariris Velhos é registrado por sequências de rochas metassedimentares e metavulcânicas bimodais intrudidas (entre 990 Ma a 940 Ma) por plutons graníticos metamorfizados. Estas unidades se estendem desde a Faixa Riacho do Pontal ao Cinturão de Dobramentos Alto Pajeú, com ocorrências no Cinturão de Dobramentos Sergipano e no Domínio Pernambuco–Alagoas. No Cinturão de Dobramentos Alto Pajeú onde estes granitóides foram inicialmente descritos encontram-se encaixados no Complexo São Caetano, (sequência metavulcanossedimentar) (Santos, 1995; Guimarães et al., 2012, 2016). No entanto, a atuação da orogênese Brasileiro/Pan-Africano foi responsável pelo metamorfismo de baixo a alto grau, por várias intrusões graníticas e pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento de escala

continental durante o Neoproterozóico, o que dificulta a identificação do possível evento orogênico Cariris Velhos.

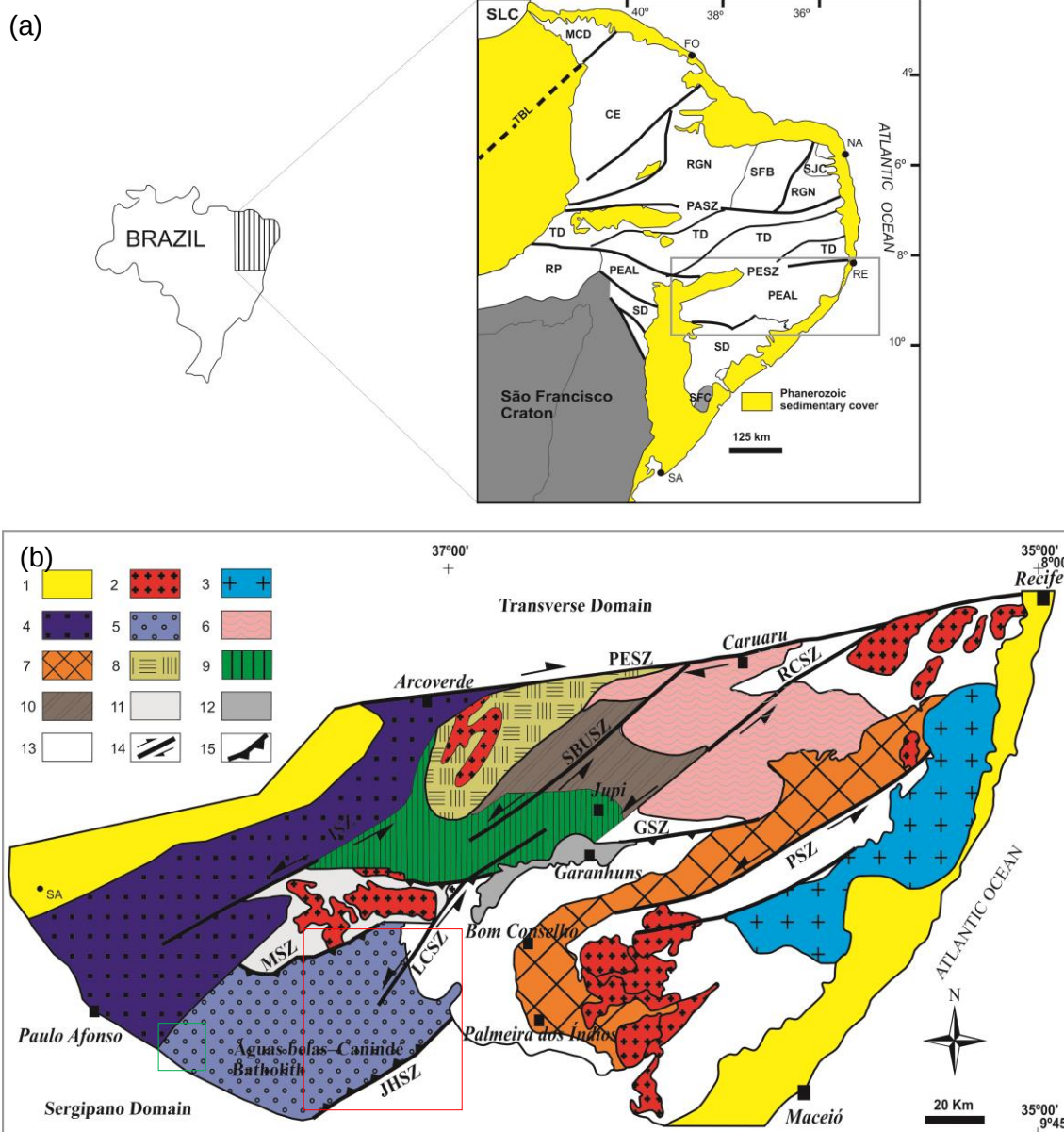
O plútonismo brasileiro compreende uma porção significativa da PB. Esses granitos são muito importantes, pois seu comportamento isotópico pode fornecer informações a respeito de níveis mais profundos da crosta (Sial, 1986; Sial et al., 1999, 2008; Ferreira et al., 1998, 2004, 2011; Guimarães et al., 2004, 2011; Silva Filho et al., 2002, 2014; Ganade et al., 2014). A relação de idade isotópica entre vários tipos de granitos em conjunto com seu modo de ocorrência, pode ajudar substancialmente a definir a história tectônica da orogenia Brasileira na PB (Van Schmus et al., 2008).

A duração da deformação é melhor controlada por idades U–Pb de plútons brasileiros pré-, sin-, e pós tectônicos. Diversos plútons, agora muitas vezes granitos gnáissificados, tem idade entre 620 e 640 Ma, indicando que a deformação começou antes de 620 Ma; uma gama de plútons de idade entre 620-640 Ma são encontrados geralmente a sul da Zona de Cisalhamento Patos nos domínios Transversal e Pernambuco–Alagoas. Idades de cristalização U–Pb de rochas ígneas sin deformacionais ou idades U–Pb em zircão, monazita ou titanita metamórfica, sugerem que a atividade térmica teve auge em aproximadamente 600 Ma (ex: Neves et al., 2008, 2012). Plútons pós tectônicos em toda a região têm comumente idades de 590 a 570 Ma, indicando que as deformações dúcteis compressivas têm essencialmente cessado por volta de 590 Ma (Van Schmus et al. 2008).

Segundo Vauchez et al. (1995), Ferreira et al. (1998), Brito Neves et al. (2000), a distribuição espacial deste magmatismo ocorre principalmente próxima aos limites dos domínios e/ou ao longo de zonas de cisalhamento e podem marcar a transição entre compressão e distensão, durante a orogênese Brasileira na PB.

A Província Borborema tem sido interpretada como uma colagem de terrenos exóticos (Santos 1995; Santos & Medeiros, 1999; Brito Neves et al., 2013). Neste contexto, no Domínio Externo, ao sul do Lineamento Pernambuco estão inseridos os Terrenos Monte Orebe, Brejo Seco, Riacho do Pontal, Sergipano, Canindé-Marancó e Pernambuco–Alagoas. Uma interpretação oposta é defendida por outros autores, que consideram a PB como parte de um orógeno maior formado em ambiente predominantemente intracontinental (Neves & Vauchez 1995; Neves, 2003, 2015; Neves et al., 2004, 2006, 2008, 2012, 2016).

Figura 8 - Mapa de localização da área estudada e Domínios da Província.



(a) Mapa de Domínios da Província Borborema. Domínios: MC - Médio Coreau; CE - Ceará; RGN - Rio Grande do Norte (SFB - Faixa de Dobramentos Seridó; SJC - São José do Campestre Núcleos Arqueanos); TD - Transversal; PEAL - Pernambuco-Alagoas; RP - Riacho do Pontal; SD - Sergipano; SFC - Craton do São Francisco; SLC - Craton do São Luís; Falhas e Zonas de Cisalhamento: PASZ - Zona de cisalhamento Patos; PESZ - Zona de cisalhamento Pernambuco; TBL - Lineamento Transbrasiliano. Cidades: Fo - Fortaleza; Na - Natal; Re - Recife; Sa - Salvador.

(b) Mapa geológico do Domínio Pernambuco-Alagoas. 1 - Cobertura sedimentar Fanerozoica; 2 - Outros granitóides Brasileiros; 3 - Batólito Ipojuca-Atalaia; 4 - Batólito Buíque-Paulo Afonso; 5 - Batólito Águas Belas-Canindé; 6 - Granitóides e ortognaisses; 7 - Sequência Palmares; 8 - Sequência Rio Una (Unidade 1); 9 - Sequência Rio Una (Unidade 2); 10 - Sequência Rio Una (Unidade 3); 11 - Sequência Inhapi; 12 - Quartzito Garanhuns; 13 - Embasamento Migmatítico; 14 - Zonas de Cisalhamento Transcorrente (PESZ - Pernambuco; RCSZ - Rio da Chata; PSZ - Palmares; LCSZ - Limitão-Caetés; ISZ - Itaíba; SBUSZ - São Bento do Una); 15 - Zonas de cisalhamento compressional (GSZ - Garanhuns; MSZ - Maravilha; ZCJH - Jacaré dos Homens). Retângulo vermelho e verde: área estudada.

Fonte: Van Schmus et al., 2008 e modificado de Silva Filho et al., 2014.

2.2 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

O Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL) é um dos seis domínios crustais denominados por Van Schmus et al. (2008) na Província Borborema. É limitado a norte com o Domínio da Zona Transversal, ao sul com o domínio Sergipano, e a leste está dividido em duas partes pelos sedimentos terrígenos fanerozóicos da Bacia de Jatobá (Figura 8). O Domínio PEAL é a região de maior ocorrência de batólitos graníticos na Província Borborema.

O Domínio PEAL possui um contexto geológico complexo, sendo constituído por litotipos diversificados, incluindo rochas supracrustais de origem sedimentar e vulcanossedimentar migmatizadas a parcialmente migmatizadas submetidas a um metamorfismo de alto grau e ortognaisses migmatizados, além de granitóides neoproterozóicos sin, pós a tardi tectônico que apresentam características geoquímicas distintas sugerindo que estes derivaram a partir de diferentes protólitos (ex: Silva Filho et al., 2002). As rochas supracrustais compreendem o Complexo Cabrobó, e as rochas ortoderivadas migmatizadas do Complexo Belém do São Francisco (Santos, 1995, Medeiros, 1998).

O Complexo Cabrobó, inicialmente descrito por Leal (1970) na Faixa Pajeú-Paraíba, Zona Transversal da Província Borborema, próximo a localidade tipo, compreende uma sequência metassedimentar formada por xistos e paragnaisses localmente migmatizados, metagrauvacas, quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore e intercalações de metamáficas e pode ser dividido em três diferentes sequências: Rio Una, Inhapi e Palmares (Silva Filho et al. 2014). Brito Neves et al. (1995) apresentaram uma isócrona Rb–Sr de 966 ± 14 Ma para o complexo Cabrobó.

O Complexo Belém do São Francisco é constituído de ortognaisses graníticos a tonalítico-granodiorítico, eventualmente migmatizado, com enclaves máficos de composição quartzo-diorítica. Este complexo acha-se intrudido por extensos batólitos graníticos brasileiros. No entanto, Silva et al. (2002) obtiveram em um biotita-hornblenda granodiorito gnaisse com textura porfiroclástica, na localidade-tipo do complexo Belém do São Francisco, a idade de $2,079 \pm 34$ Ma (U–Pb SHRIMP em zircão) que foi interpretada como a idade de cristalização do protólito e uma idade de 655 ± 7 Ma para o metamorfismo. Uma idade Pb–Pb de 2.075 ± 7 Ma em ortognaisse a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco obtido por Neves et al. (2004) também sugere a presença de um embasamento Paleoproterozóico. Estas

idades sugerem que o complexo Belém do São Francisco constitui o embasamento do complexo Cabrobó. A ocorrência de uma foliação de baixo ângulo e um enxame de pequenas intrusões graníticas controladas por uma deformação transpressiva sugerem que deformação compressional atuou na área (Santos, 1996; Brito Neves et al. 1995).

Várias intrusões e suítes graníticas tardi-tectônicas na parte oriental do domínio PEAL possuem composições que variam de alto-K para cálcio-alcálica de alto-K, shoshonítica, levemente alcalina ou peraluminosa (Silva Filho et al., 2014, 2016; Ferreira et al., 2015; Silva et al., 2015, 2016; referências nestes). Silva Filho et al. (2002, 2014, 2016) usaram petrografia e geoquímica como critério para agrupar os plútons graníticos do Domínio Pernambuco–Alagoas em três batólitos: Ipojuca–Atalaia, Buíque–Paulo Afonso, Águas Belas–Canindé.

- Batólito Ipojuca Atalaia

O batólito Ipojuca-Atalaia ocorre paralelo à linha de costa, entre Recife e Maceió, e é constituído de intrusões que são encaixadas em gnaisses ortoderivados e migmatitos. Baseado em dados petrográficos Silva Filho et al. (2002) dividiram o batólito em dois grupos: o primeiro é álcali-feldspato granito a duas micas para sienogranitos; e o segundo é anfibólio monzonito a quartzo sienito. Os granitos do Batólito Ipojuca Atalaia são cálcio alcalinos de alto K e peraluminosos, sendo o plúton Ipojuca cálcio alcalino e metaluminoso.

- Batólito Buíque–Paulo Afonso

O Batólito Buíque–Paulo Afonso compreende uma estreita faixa (10 a 30 km) com trend NE-SW, limitado por falhas NE-SW, e aflora entre Arcoverde e Paulo Afonso. É composto por plútons encaixados em metatexitos ortoderivados e diatexitos de composição ácida. Esses plútons foram classificadas por Silva Filho et al. (2002) segundo o seu conteúdo mineral em quatro grupos. O primeiro grupo é formado por biotita monzogranito a granodiorito, o segundo por anfibólio monzogranito, o terceiro por anfibólio piroxênio sienito, quartzo sienito e sienogranitos, e o último grupo é um granada granito a duas micas. O primeiro grupo é cálcio-alcálico de alto K e metaluminoso, os granitóides do segundo e terceiro grupo apresentam afinidade shoshonítica e do quarto grupo são peraluminosos.

- Batólito Águas Belas–Canindé

Este batólito está localizado na parte centro-sul do PEAL, entre as cidades de Águas Belas e Canindé. Os plútons deste batólito estão intrudidos em metatextos ortoderivados de composição intermediária a ácida. Estes plútons foram divididos por Silva Filho et al. (2002) em quatro grupos segundo suas fases de minerais máficos. O primeiro grupo é formado por anfibólio piroxênio sienitos a sienogranitos. O segundo grupo é formado por anfibólio dioritos a granodioritos porfiríticos com abundância de enclaves máficos. O terceiro grupo é formado por biotita sienogranito, o quarto grupo por sienogranito a duas micas com enclaves de metassedimentos ricos em biotita.

Poucas idades U–Pb (zircão) estão disponíveis para o Domínio PEAL e dados geológicos e isotópicos coletados nos últimos anos mostraram que a geologia do domínio PEAL é composta por um embasamento Paleoproterozóico (Osako, 2005; Neves et al., 2004; Silva Filho et al., 2014), seqüências supracrustais e batólitos graníticos Neoproterozóicos. Uma idade U–Pb em zircão de 606 ± 8 Ma obtida por LA-ICP-MS (Neves et al. 2008) de um ortognaísse tonalítico migmatizado no ortognaísse Jupi, norte do sub-domínio Garanhuns foi interpretada como idade de cristalização do protólito.

Idades U–Pb (zircão) nos plútons graníticos do domínio PEAL mostram um intervalo de cristalização variando de 573 Ma a 635 Ma (Silva Filho et al., 2002; Neves et al., 2008; Van Schmus et al., 2008; Silva Filho et al., 2010, 2013, 2014, 2016; Ferreira et al., 2015; Silva et al., 2015; entre outros) apresentando idades $T_{DM}(Nd)$ no intervalo de 0,9 a 2,8 Ga mostrando uma distribuição bimodal, indicando que a maioria das idades de formação são Neoproterozóico ou Paleoproterozóico.

De acordo com Silva Filho et al. (2013) dois grupos de intrusões graníticas podem ser discriminados com base em idades U–Pb em zircão: 1) granitóides com idades de cristalização mais velhas que 600 Ma e 2) granitóides com idades de cristalização de aproximadamente 590 Ma.

Silva Filho et al. (2002) avaliaram a evolução do domínio PEAL com base em dados isotópicos Sm–Nd de granitóides Neoproterozóicos, e definiram dois sub-domínios crustais: Sub-domínio Garanhuns e Água Branca. Posteriormente, Silva Filho et al. (2014) baseado em novos dados de Sm–Nd propuseram três sub-domínios crustais: Garanhuns, Água Branca e Palmares: (i) Garanhuns com idades modelo no intervalo de 1,6 a 2,8 Ga, que contém as rochas sedimentares da seqüência Rio Una,

ortognaisses, granitos tardi-tectônicos e o batólito Ipojuca-Atalaia. (ii) Água Branca com idades modelo variando de 0,9 a 1,5 Ga, composto por granitos e ortognaisses do batólito Águas Belas-Canindé e pela sequência Inhapi e (iii) Palmares com idades modelo em torno de 1,1 Ga, composto pela sequência de rochas metassedimentares e granitoides e o embasamento desta sequência, ortognaisses Neoproterozoico, ortognaisses migmatíticos e os batólitos Buique-Paulo Afonso e o Maribondo-Correntes.

As rochas graníticas do batólito Águas Belas–Canindé (Sub-domínio Água Branca) são o principal alvo de estudo do presente trabalho.

3 GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

O batólito Águas Belas-Canindé consiste de granodioritos, monzonitos, granitos e sienitos. Silva Filho et al. 1998 subdividiu todo o batólito em dezesseis plútons. Neste trabalho nos baseamos em dados litológicos e geocronológicos para identificar sete plutons (Mapa 1) e o embasamento os quais são o principal alvo deste estudo. Os plútons aqui estudados são os plútons: Minador do Lucio, Poço da Cacimba, Cacimbinhas, Minador do Negrão, Tanquinho, Santana do Ipanema, Lagoa do Boi e adicionalmente o embasamento (ortognaisse).

Mapa 1 Mapa Geológico da area estudada.



Fonte: A Autora, 2019.

3.1 EMBASAMENTO

O embasamento é formado por ortognaisses bandados por vezes dobrado que afloram em vários locais do batólito Águas Belas, muitas vezes em escala não mapeável, e são intrudidos pelos plútons constituintes deste. Os ortognaisses são ricos em plagioclásio, variando de monzogranito até granodiorito. Esta unidade apresenta pouca variação textural; destacando-se os seguintes tipos: i) porfiritico variando entre granulação média a grossa, exibindo megacristais de feldspato

potássico deformados; ii) granulação médio a fino com enclaves co-magmáticos; iii) textura gnáissica bandada, e deformada. O embasamento gnáissico exibe uma foliação de baixo ângulo proeminente, localmente migmatizado com enclaves de composição anfibolítica e estruturas do tipo *schollen*. A presença de diques aplíticos e pegmatíticos é comum (Figuras 9-14).

Figura 9 - Afloramento do Ortognaisse com vários enclaves ao longo da foliação de baixo ângulo (N50W/40SW).



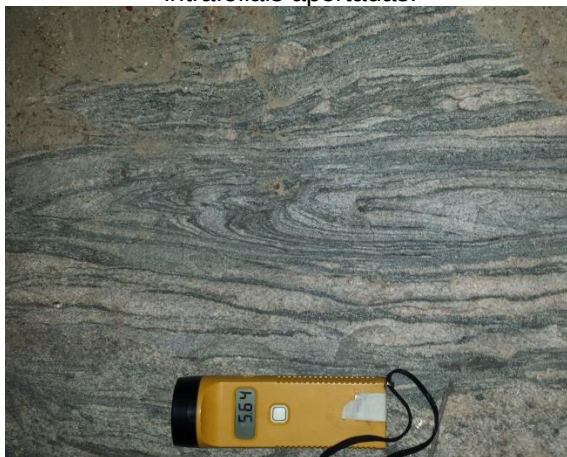
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 10 - Ortognaisse com foliação proeminente marcada pelo bandamento máfico e félsico. Direção da foliação: N15E.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 11 - Ortognaisse granítico com dobras intrafoliais apertadas.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 12 - Ortognaisse foliado, típico da área.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 13 - Estrutura *Schollen* em diatexito em ortogneisse granítico e enclaves máficos.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 14 - Dique aplítico cortando ortogneisse bandado cinza do embasamento.



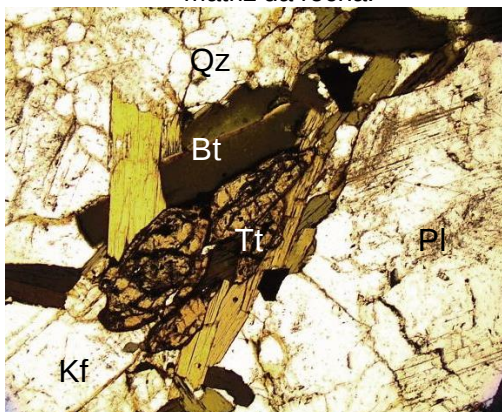
Fonte: A Autora, 2019.

A assembleia mineral predominante é composta de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. As principais fases máficas são formadas por biotita e hornblenda, mas minerais opacos e titanita ocorrem em menor quantidade, bem como epidoto, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios enquanto que clorita, uma nova fase do epidoto e sericita ocorrem como minerais secundários.

Feldspato potássico ocorre como cristais anedrais por vezes recristalizados, granulação média a grossa, apresenta extinção paralela e ondulante indicando deformação pós-cristalização. Apresentando geminação do tipo Carlsbad ou cruzada, mas em pequena proporção. Além disso, exibem pertita e, em alguns casos textura porfirítica. Plagioclásio ocorre como cristais subedrais a anedrais deformados e, por vezes, zonados. Apresenta extinção ondulante, geminação

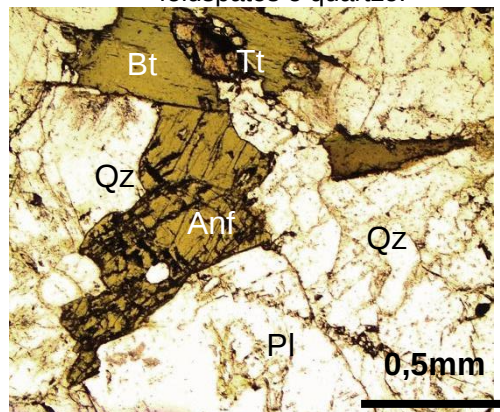
polissintética do tipo albita, ou seguindo a lei albita-periclínio. Observa-se textura mirmequítica em plagioclásio em contato com quartzo e feldspato potássico. Apresenta saussuritização, principalmente no centro dos cristais, ou ao longo da geminação e de sericitização, e apresentando inclusões de apatita e opacos. Quartzo ocorre como cristais anedrais recristalizados, granulação média e extinção ondulante forte. Os contatos com o feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda e opacos são em sua maioria irregulares. Estão geralmente fraturados, por vezes estirados, e apresenta formação de subgrão sugerindo de deformação a alta temperatura. Biotita ocorre como cristais lamelares subedrais isolados ou formando, em menores proporções, agregados máficos com opacos e titanita (Figura 15). Apresenta cor marrom escura pleocroísmo marrom claro a escura, e o contato varia de reto a irregular com quartzo e feldspato. Apresenta orientação algumas vezes e alteração parcial (ou total) para clorita na maioria dos seus cristais. Anfibólio ocorre como cristais subedrais isolados ou em contato com a biotita, epidoto e minerais opacos. Apresenta coloração verde e pleocroísmo do verde ao marrom claro (Figura 16). Ocorre também alterando parcialmente para clorita. Clorita ocorre como produto de alteração da biotita e da hornblenda. Minerais opacos ocorrem como cristais euédricos a subédricos de forma isolada, por vezes apresentando bordas avermelhadas indicativas de enriquecimento em titânio e sugerindo sua classificação como ilmenita ou rutilo.

Figura 15 - Agregado de biotita, titanita e minerais opacos alinhado. Observa-se plagioclásio, quartzo e apatita compondo a matriz da rocha.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 16 - Cristais de anfibólio subédricos, juntos com biotita compõem os principais máficos. Observa-se ainda titanita, apatita, feldspatos e quartzo.



Fonte: A Autora, 2019.

Titanita ocorre tanto como cristais euédricos quanto subédricos, com bordas corroídas. Apresenta-se na maioria das vezes como cristais isolados, mas também

aparece junto a agregados de minerais máficos ou como alteração destes pelo processo de esfenitização (Figura 15). Alguns cristais podem conter inclusões de minerais opacos. Apatita ocorre como pequenos cristais incolores ao microscópio, euedrais, e inclusos em plagioclásio e quartzo. Sericita ocorre como produto de alteração pelo processo de sericitização do feldspato potássico e plagioclásio.

3.2 PLÚTON MINADOR DO LÚCIO (PML)

As rochas deste plúton afloram em uma área de 18 km² na porção extremo sudeste do batólito Águas Belas Canindé, cortando o embasamento granítico e rochas do complexo Cabrobó, e fazem contato a oeste com os plútons Cacimbinhas e Poço da Cacimba. A forma de ocorrência de suas rochas se dá por lajedos e blocos maciços com aproximadamente 1 a 2 metros de diâmetro (Figura 17-20).

Trata-se de uma rocha com coloração cinza, mesocrática (rica em biotita) a leucocrática (menor quantidade em biotita), com textura porfirítica, onde megacristais de K-feldspato e plagioclásio são envoltos numa matriz composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, titanita, hornblenda, zircão e minerais opacos. Petrograficamente, o PML varia de granodiorito a quartzo-monzonito mesocrático, todos estes com textura porfirítica de granulação média a grossa. (Figuras 21 e 22).

Análise em seção delgada mostra que esta rocha possui textura porfirítica composta de megacristais de plagioclásio e K-feldspato, e matriz formada de cristais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, anfibólio, apatita, titanita, zircão e minerais opacos. Feições importantes tais como textura simplectítica (disposta no contato entre biotita e K-feldspato) e poiquilítica (inclusões de microcristais anédricos de quartzo em megacristais de K-feldspato), são facilmente vistas ao microscópio. Os cristais de quartzo são largamente deformados, como evidenciado por sua extinção ondulante. Os megacristais são de microclina que estão moderadamente sericitizadas. Os cristais subédricos de plagioclásio apresentam contato suturado ou retilíneo. Biotita ocorre de forma subédrica em pequenas acumulações.

Fluxo magmático com direção NW-SE é observado em alguns afloramentos além das seguintes estruturas geológicas: Falhas dextrais com direção NW-SE, veios de quartzo com direção NE-SW e sistema de fraturas com atitude N35E/85SW e dique

sienítico com 80 cm de largura e direção SE-NW, indicando feições semelhantes à estruturas regionais.

Figura 17 - Megacristais de K-feldspato e plagioclásio.



Fonte: A Autora, 2019.

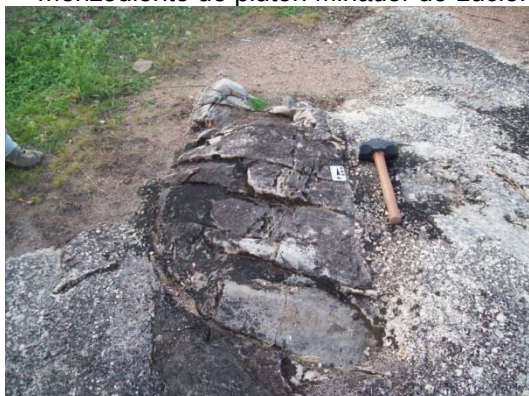
são cristais envoltos numa matriz composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, titanita e hornblenda. Fácies granodiorítica do plúton Minador do Lúcio.

Figura 18 - Veio de quartzo que corta o Granodiorito do plúton Minador do Lúcio.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 19 - Dique sienítico que corta quartzomonzodiorito do plúton Minador do Lúcio.



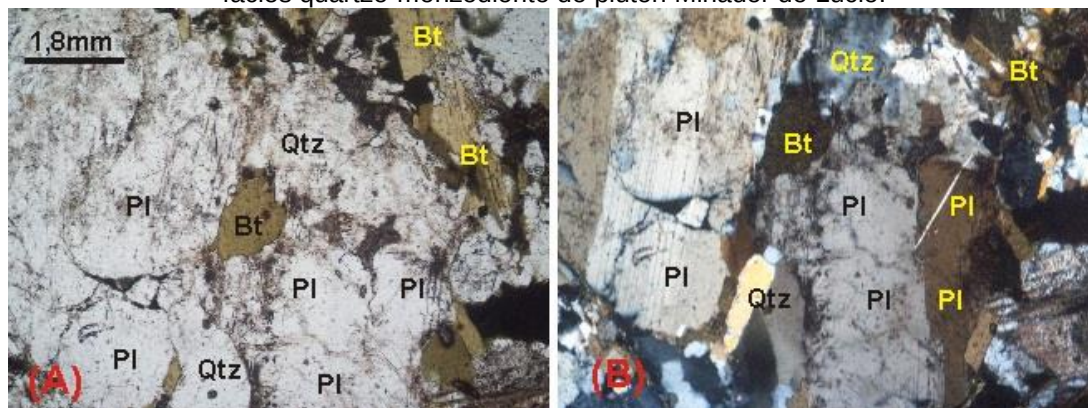
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 20 - Amostra do dique sienítico.



Fonte: A Autora, 2019.

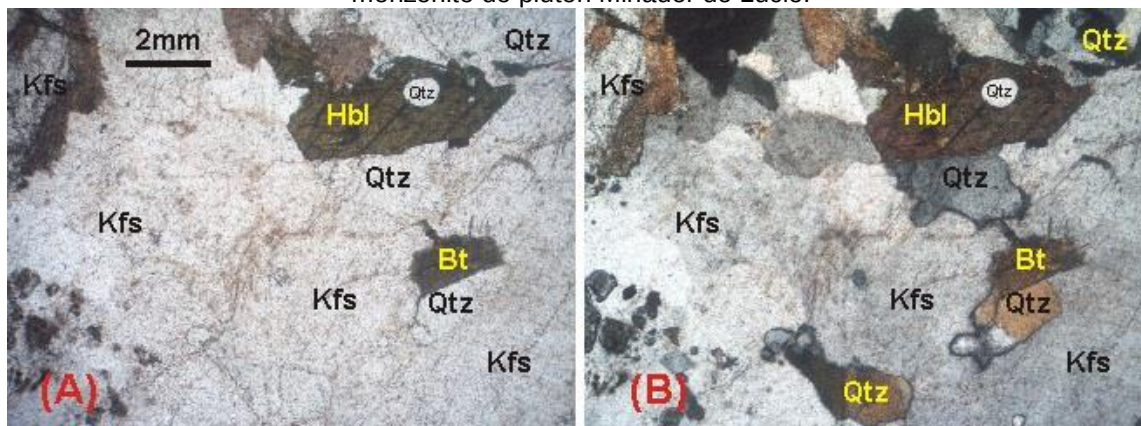
Figura 21 - Megacristais de K-feldspato e plagioclásio evidenciando a textura porfirítica, da fácies quartzomonzodiorito do plúton Minador do Lúcio.



Fonte: A Autora, 2019.

Foto com objetiva de 10x de aumento, nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B).

Figura 22 - Fenocristal de K-feldspato em contato retilíneo com hornblenda, na fácies quartzomonzonito do plúton Minador do Lúcio.

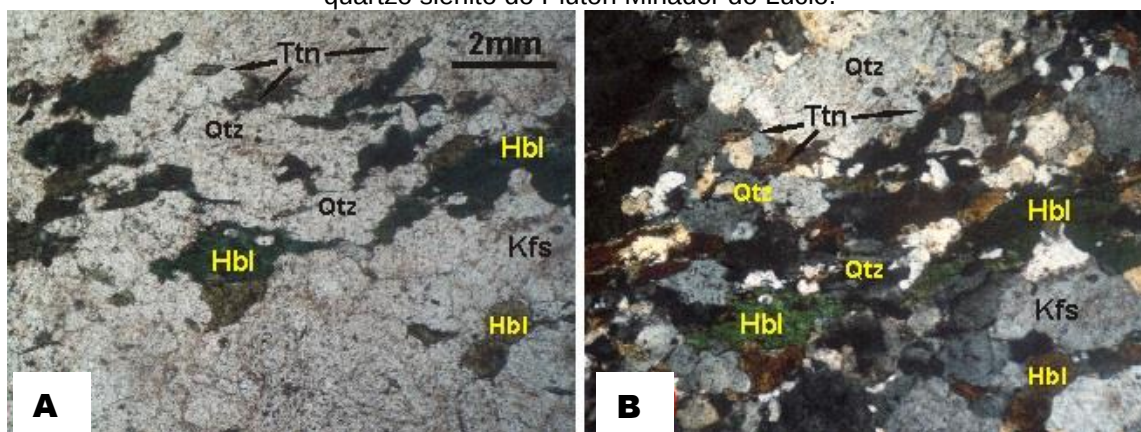


Fonte: A Autora, 2019.

Foto com objetiva de 4x de aumento, nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B).

Diques quartzosienítico de granulação fina, textura equigranular e coloração rósea a marrom clara ocorrem cortando este plúton (Figuras 19 e 20), sendo petrograficamente composto de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda, apatita, titanita, e clorita como produto de alteração (Figura 23).

Figura 23 - Cristais de hornblenda e clorita seguindo uma orientação preferencial, no dique de quartzo sienito do Plúton Minador do Lúcio.



Fonte: A Autora, 2019.

Foto com objetiva de 4x de aumento, nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B).

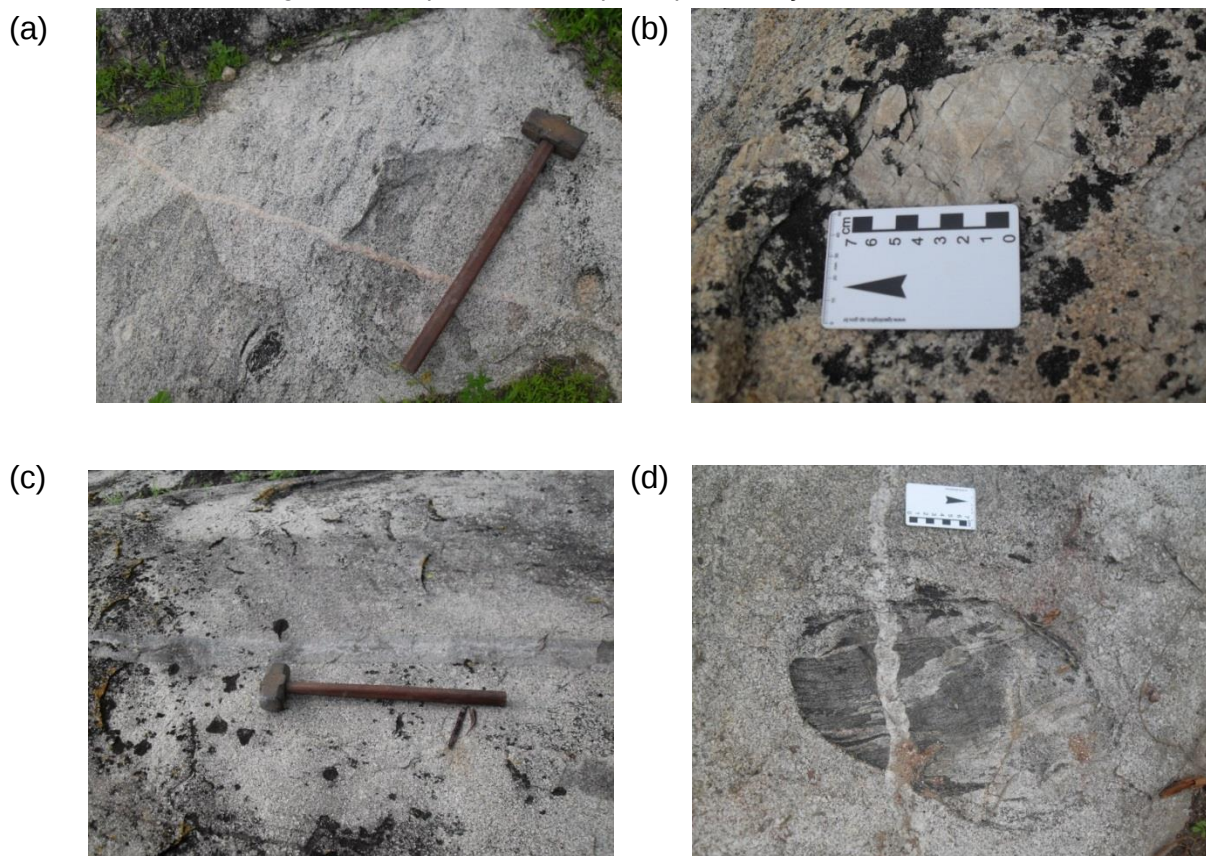
3.3 PLÚTON POÇO DA CACIMBA (PPC)

O plúton Poço da Cacimba possui uma forma alongada na direção NE-SW, cobrindo uma área maior que 160 km², está localizado na porção sudeste do batólito Águas Belas Canindé, fazendo contato com os plútons Major Isidoro (Silva et al., 2015) a

sul, Minador do Lúcio a leste, Cacimbinhas a norte e a noroeste com ortognaisses migmatizados.

O plúton Poço da Cacimba é composto de granitos a granodioritos de granulação média a grossa com coloração rósea/cinza por vezes equigranular, entretanto raros megacristais de feldspato potássico ocorrem chegando a alcançar 10 cm de comprimento por vezes com uma zonação podendo ser observada em alguns deles. São rochas de granulação média e inequigranular apresentando um índice de coloração leucocrático a mesocrático. Composta majoritariamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Enclaves máficos ocorrem e muitos desses enclaves típicos co-magmáticos tem contatos nítidos com o plúton encaixante, com contornos arredondados a elípticos. Ambos os enclaves e rochas hospedeiras são cortados localmente por estreitos veios e diques de pegmatitos, por vezes estes são tabulares e extremamente ricos em magnetita (Foto 24 e 26).

Figura 24 - Aspectos de campo do plúton Poço da Cacimba.



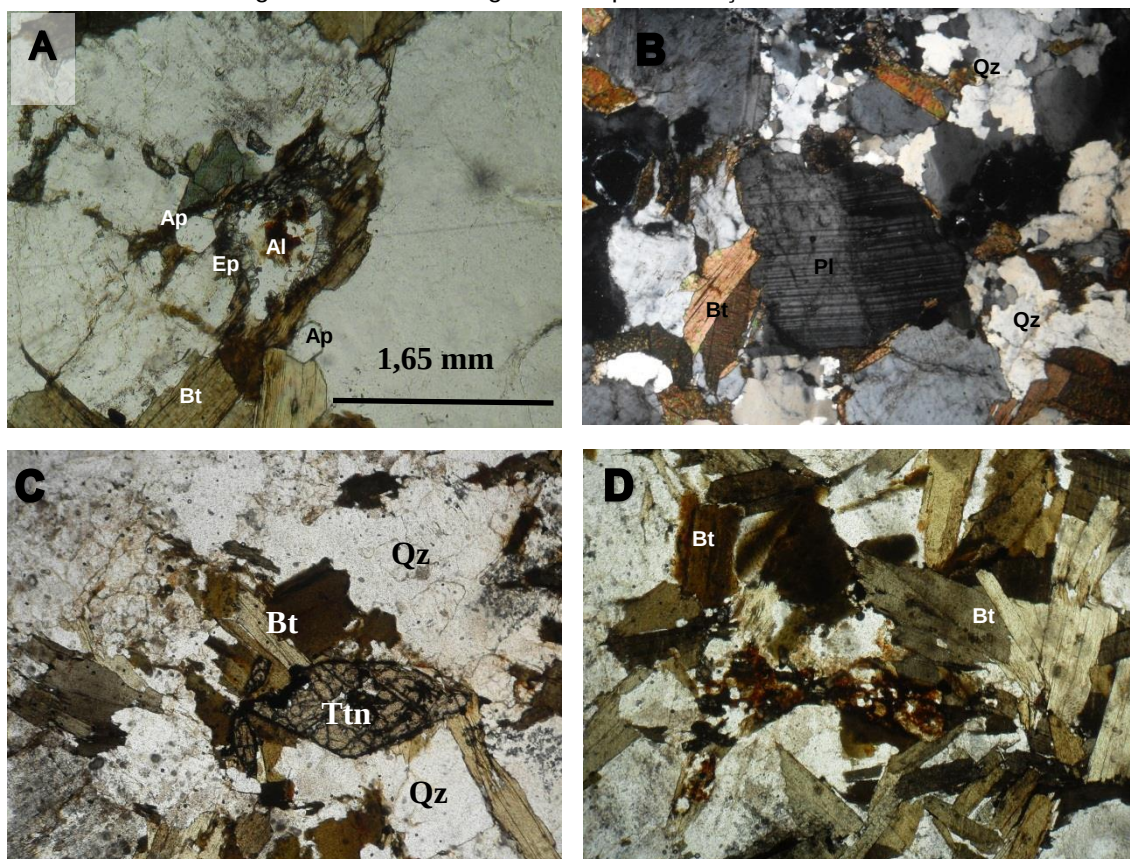
Fonte: A Autora, 2019.

(a) Granodiorito de granulação média a grossa com coloração cinza e cristais alinhados, cortado por veio pegmatítico. (b) Megacristal de feldspato potássico alcançando 10 cm. (c) Granodiorito cortado por Dique. (d) Enclave máfico arredondado cortado por veio pegmatítico; o contato com a encaixante é abrupto na porção esquerda e difuso na porção inferior direita da fotografia, onde observa-se o enclave parcialmente digerido e orientado.

O plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos a idiomórficos onde os primeiros mostram geminação polissintética característica e os idiomórficos por vezes mostram geminação calssbad. Geminação dobrada com lamelas de geminação por vezes rompidas e mirmequita do tipo bulbosa ao redor de feldspato potássico sugere que a unidade sofreu deformação estática de alta temperatura. O feldspato potássico ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos apresentando-se como típicos cristais de microclina com geminação cruzada e megacristais maiores que 5 cm. Alguns cristais mostram textura pertítita e comuns inclusões de biotita, clorita, apatita e minerais opacos. O quartzo apresenta-se como cristais xenomórficos. Alguns grãos de quartzo em junções tríplices (próximos aos 120°) indicam que recristalização em estado sólido ocorreu a alta temperatura o que é reiterado por extinção em tabuleiro de xadrez.

A biotita é o principal mineral máfico ocorrendo como palhetas hipidiomórficos, chegando por vezes a apresentar-se euedral com um pleocroísmo bege/marrom escuro, comumente apresentando inclusões de apatita, zircão, titanita e minerais opacos. Alguns cristais de clorita ocorrem como produto de alteração da biotita (Figura 25D). O anfibólio corresponde ao segundo máfico dominante e ocorre como cristais de pequena dimensão xenomórficos a hipidiomórficos e ocorrendo com um pleocroísmo verde azulado/ verde claro. A titanita ocorre como cristais idiomórficos por vezes geminados apresentando um leve pleocroísmo em tons alaranjados. Ocorre inclusa em biotita e apresenta inclusão de apatita. Além dos tipos petrográficos idiomórficos foram observadas coronas de titanita ligadas ao processo de esfenitização ou originada por metamorfismo em alguma fase deformacional. O epidoto ocorre em sua maioria como cristais xenomórficos, todavia cristais idiomórficos são observados. Por vezes ocorre formando corona irregular ao redor de allanita. A allanita ocorre como restos de cristais cor laranja com corona de epidoto (Figura 25A). A apatita e o zircão ocorrem como cristais idiomórficos precoces ocorrendo inclusos em biotita.

Figura 25 - Fotomicrografias do plúton Poço da Cacimba.

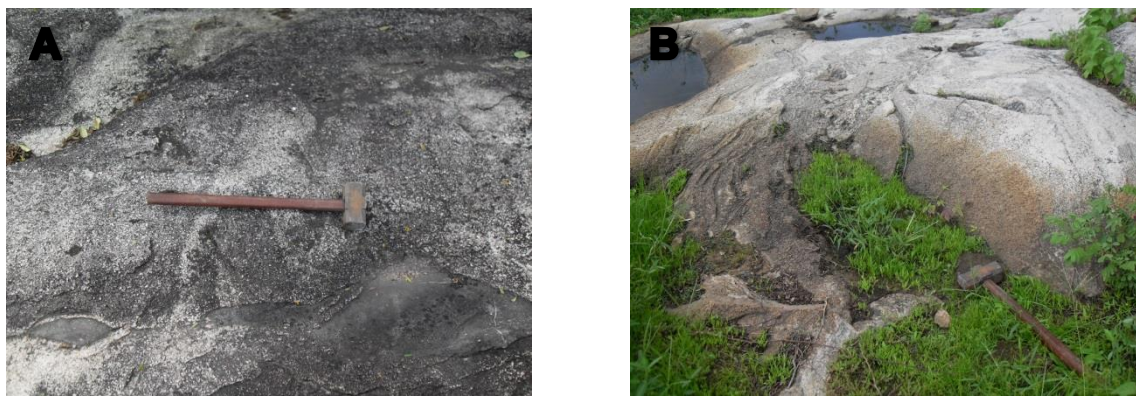


Fonte: A Autora, 2019.

A) Cristal de epidoto com núcleo de allanita incluído em biotita. Cristais euedrais de apatita são observados. B) Cristal xenomórfico de plagioclásio com lamelas deformadas e quartzo com extinção tabuleiro de xadrez. C) Cristal idiomórfico de titanita além dos minerais quartzo e biotita. D) Biotita alinhada formando a foliação da rocha. A, C, D) Nicóis paralelos e B) Nicóis cruzados.

Foliação de baixo ângulo ($<40^\circ$) é dominante no plúton e nas rochas encaixantes sugerindo que o alojamento deste granito está relacionado ao pico do metamorfismo e associado com a foliação de baixo ângulo formada neste evento. Zonas de cisalhamentos subverticais de movimentação não determinada que ocorrem retrabalhando a foliação prévia. Esta foliação de baixo ângulo é também dominante a sul nos metassedimentos do Domínio Macururé (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2010; Lima et al., 2014).

Figura 26 - Aspectos de campo e estruturais do plúton Poço da Cacimba.



Fonte: A Autora, 2019.

A e B: Enclaves no pluton Poço da Cacimba com foliação de fluxo magmático.

3.4 PLÚTON CACIMBINHAS (PCC)

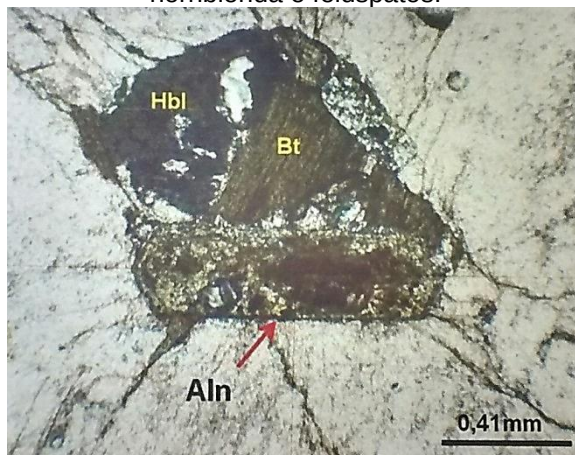
O Plúton Cacimbinhas aflora em uma área de aproximadamente 100 km² adjacente aos plútons Poço da Cacimba e Tanquinho e constitui-se no segundo maior corpo estudado. É composto de monzogranitos a granodioritos porfiríticos. A assembleia mineral é composta principalmente de plagioclásio, quartzo e megacristais de feldspato potássico (Figuras 27 e 29). A matriz é composta predominantemente de fases máficas, as quais são anfibólio, biotita, titanita e opacos. Como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão, enquanto que clorita, epidoto e sericita são minerais secundários.

Figura 27 - Afloramento do plúton Cacimbinhas exibindo megacristais de feldspato potássico imersos em matriz máfica fina.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 28 - Cristal de allanita eudral metamictizado em contato com biotita e hornblenda e feldspatos.



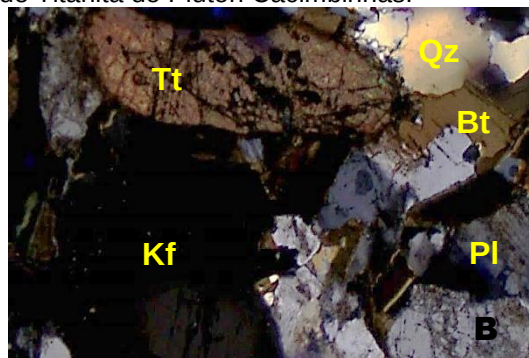
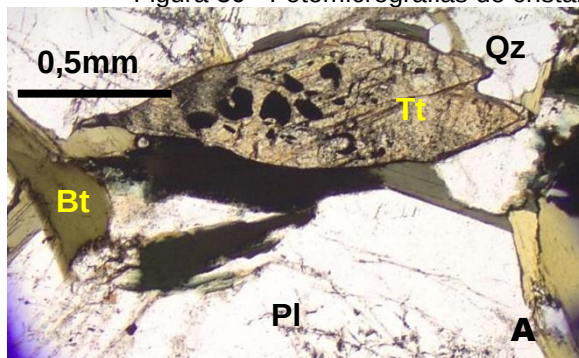
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 29 - Fenocristal de feldspato potássico com textura pertítica com inclusão de plagioclásio.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 30 - Fotomicrografias de cristais de Titanita do Plúton Cacimbinhas.



Fonte: A Autora, 2019.

A e B) Cristal de titanita subeudral com inclusão de opacos. Observa-se biotita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo.

Plagioclásio ocorre como cristais subedrais a anedrais, por vezes como cristais recristalizados com extinção por vezes ondulante. Exibem geminação polissintética do tipo albita, e estão bastante deformados. Desenvolve contatos retos com alguns feldspatos potássicos, mas a grande maioria são curvos e irregulares com quartzo, feldspato potássico (podendo exibir textura mirmequítica), biotita e opacos. Altera localmente para epidoto pelo processo de saussuritização, e altera bastante para sericita pelo processo de sericitização. Apresenta ainda inclusões de apatita, titanita e opacos.

Quartzo ocorre como cristais anedrais recristalizados, possui granulação média e apresenta extinção ondulante forte. Os contatos são bastante irregulares com o feldspato potássico e plagioclásio e, por vezes, regular com agregados máficos.

Estão usualmente fraturados, fitados, e apresenta formação de subgrão intersticialmente.

Feldspato potássico ocorre como cristais anedrais a subedrais recristalizados, granulação média-grossa, apresenta extinção paralela e algumas vezes ondulante indicando deformação pós-cristalização. A microclina está presente em quase todas as amostras desse grupo, mas em menor quantidade, assim como cristais exibindo textura de exsolução com plagioclásio (pertita). A maioria dos cristais está alterada pelo processo de sericitização.

Biotita ocorre como cristais lamelares subedrais isolados ou formando agregados máficos com opacos e titanita, sendo o segundo caso não tão comum. Apresenta cor marrom, pleocroísmo variando entre marrom claro e escuro, e o contato com quartzo e feldspato varia de reto a irregular. Observa-se também biotita orientada. Há alteração parcial ou total para clorita em alguns cristais.

Anfibólio ocorre como cristais subedrais isolados ou em contato com a biotita, epidoto e minerais opacos. Apresenta coloração verde, e cores de pleocroísmo variando de verde-oliva a marrom claro. Alguns cristais mostram alteração parcial para clorita.

Minerais opacos ocorrem como cristais euédricos a subédricos de forma isolada apresentando por vezes seções cúbicas, podendo ser classificado como magnetita. Também ocorrem como agregados de minerais opacos junto com a biotita e titanita, ou inclusos na titanita. Titanita ocorre como cristais euédricos, por vezes deformados (Figuras 30 A e B) e a apatita como pequenos cristais incolores, euedrais, inclusos em plagioclásio ou quartzo.

Allanita ocorre como cristais prismáticos hipidiomórficos de cor amarela a incolor próximo a biotita ou plagioclásio, comumente ocorre como núcleo de epidoto (Figura 28). Zircão ocorre como pequenos cristais euédricos, amarronzados e com relevo alto. Epidoto e sericita ocorrem como produto de alteração por de saussuritização do plagioclásio e sericitização do feldspato potássico, respectivamente.

3.5 PLÚTON MINADOR DO NEGRÃO (PMN)

O Plúton Minador do Negrão é um corpo de ~25 km² com formato levemente alongado que ocorre a nordeste da área estudada do batólito. É uma rocha

leucocrática de cor cinza de composição monzonítica a sienogranítica. Apresenta uma textura porfirítica média a grossa com megacristais de feldspato potássico chegando a medir 3 cm de comprimento, localmente os cristais seguem uma orientação exibindo uma foliação de fluxo. A matriz máfica apresenta uma granulação média entre 1 a 2 mm. Observam-se ainda alguns enclaves de composição diorítica e diques pegmatíticos (Figura 31- 33).

Figura 31 - Afloramento do plúton Minador do Negrão, rocha de composição quartzo monzonítica apresentando leve foliação de fluxo.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 32 - Quartzo monzonito apresentando granulação média com megacristais de feldspato potássico de até 3 cm.



Fonte: A Autora, 2019.

Observa-se orientação dos grãos indicando um fluxo.

Figura 33 - Enclave máfico dentro do plúton Minador do Negrão.



Fonte: A Autora, 2019.

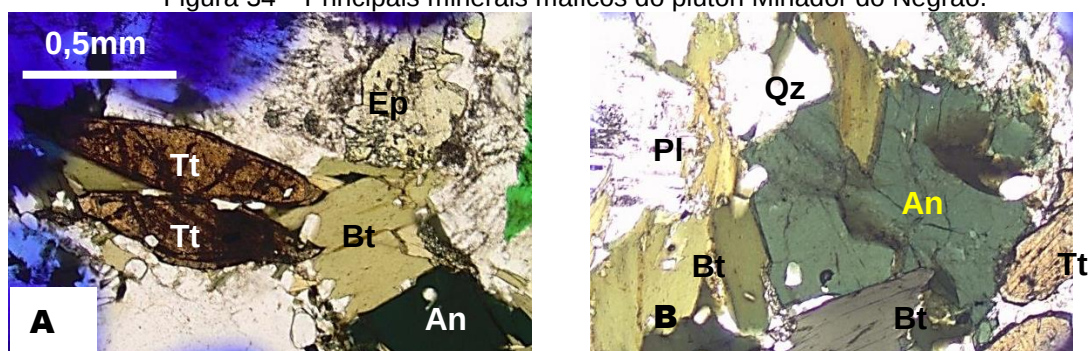
As descrições petrográficas apontam para composições quartzo monzoníticas a sienograníticas. O feldspato potássico está representado por ortoclásio e microclina exibindo geminações Carlsbad e em padrão xadrez, respectivamente. Os

megacristais de feldspato potássico são subédricos e quando presentes na matriz são anédricos. Os cristais de plagioclásio possuem contatos irregulares com as outras fases minerais e só apresentam contatos retos quando se tratam de cristais subédricos.

Os cristais de quartzo exibem contatos irregulares e extinção ondulante, característica de rocha que passou por deformações em estado sub solidus. A biotita e o anfibólio ocorrem como os principais minerais máficos (Figura 34-36). A biotita apresenta-se na forma de cristais lamelares em geral anédricos a subédricos, coloração amarelada e pleocroísmo em tons de castanho ao marrom. Hornblenda em cristais subédricos apresenta pleocroísmo em tons de verde amarelado a verde escuro (Figura 34).

A titanita e os minerais opacos são fases acessórias que ocorrem como cristais anédricos a euédricos (Figura 34). Esses cristais ocorrem em geral como agregados juntamente com a biotita e a anfibólio. A titanita ocorre como cristais de tamanho até 3 mm.

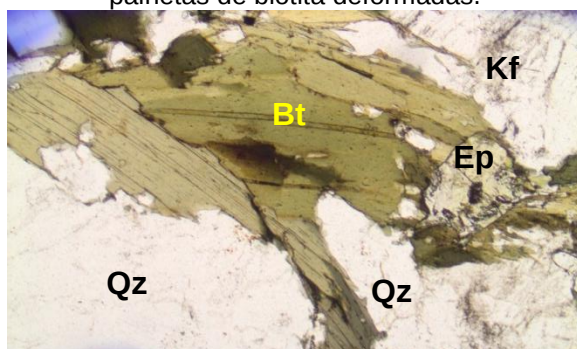
Figura 34 - Principais minerais máficos do plúton Minador do Negrão.



Fonte: A Autora, 2019.

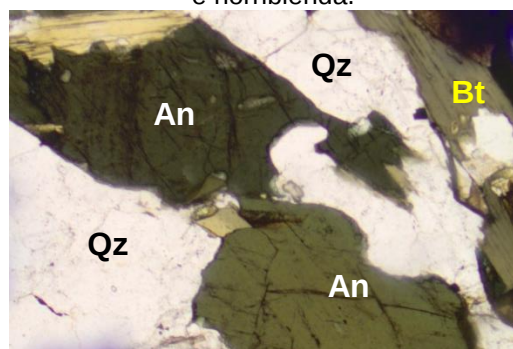
A) Cristais euédricos de titanita variando de 0,5 a 1,1mm no quartzo monzonito. Na parte superior se observa um cristal de epidoto com núcleo de allanita. B) Cristal de anfibólio com contatos retos com palhetas de bioita e cristais de titanita.

Figura 35 - Cristal de epidoto envolto em palhetas de biotita deformadas.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 36 - Principais fases máficas, biotita e hornblenda.



Fonte: A Autora, 2019.

3.6 PLÚTON TANQUINHO (PTQ)

O plúton Tanquinho é o corpo de maior área alcançando 283 Km² e ocorre predominantemente circundando a Suite Santana do Ipanema (Figura 41) a oeste (Silva Filho et al., 2016), faz contato a sul com o plúton Cacimbinhas e a norte com ortognaisses indiscriminados adjacentes a zona de cisalhamento Maravilha (Figura 38A), a oeste com o plúton Serra da Caiçara (Figura 40) e a leste com outros granitos do batólito. Os afloramentos típicos do plúton Tanquinho são marcados pelo processo de intemperismo denominado esfoliação esferoidal fenômeno que causa o desprendimento de placas em formas arredondadas e concêntricas, culminando com a exposição de blocos de rocha sã. Alguns dos blocos chegam a atingir 5 metros de altura, tipo matacões (Figura 37).

A rocha exibe coloração cinza rósea, leucocrática de composição quartzo sienítica a quartzo monzonítica. Texturalmente são porfiríticas com granulação média a grossa onde os megacristais de feldspato potássico variam de 0,5 a 6,5 cm (Figuras 37 e 38). Esses megacristais são permeados por uma matriz de granulação média (2 a 8 mm) de composição quartzo feldspática com biotita e anfibólio (edenita). A rocha apresenta raros enclaves máficos (Figura 37B, Figura 39). Xenólitos do embasamento parcialmente consumido pelo granito foram observados (Figura 42).

Figura 37 - Afloramentos do Plúton Tanquinho.



Fonte: A Autora, 2019.

A) Afloramento do plúton Tanquinho em formato de blocos de ~1,5m próximo a localidade tipo. Observa-se textura porfirítica com megacristais deformados tendendo a porfiroclastos. B) Enclaves anfibolíticos dentro do plúton tanquinho.

Figura 38 - Afloramentos do Plúton Tanquinho com deformação.



Fonte: A Autora, 2019.

- A) Afloramento do plúton Tanquinho próximo a Zona de cisalhamento Maravilha mostrando banda de cisalhamento com foliação subhorizontal e mostra alinhamentos de minerais máficos em (schlieren) e B) Megacristais de feldspato do plúton tanquinho alinhados na direção 270Az.

Figura 39 - Enclave máfico com aprisionamento de megacristal do granito PTQ.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 40 - Contato entre o plúton Tanquinho e o plúton Serra da Caiçara.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 41 - Contato entre granito grosso porfiritico (PTQ) e o granito fino equigranular (PSI).



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 42 - Granito porfiritico (PTQ) englobando xenólito do embasamento.



Fonte: A Autora, 2019.

As principais fases félsicas são feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, enquanto as fases máficas são representadas por anfibólio, biotita, titanita, epidoto, zircão e apatita e opacos. Clorita e sericita são secundárias (Figuras 43-46).

Os cristais de feldspato potássico prevalecem na rocha como megacristais e também na matriz como grãos menores. Os megacristais podem ser subédricos, mas na matriz são predominantemente anédricos. As variedades presentes são o ortoclásio (geminção carlsbad) e a microclina (geminção xadrez). Os plagioclásios são cristais subédricos a anédricos, com geminação polissintética com contatos retos e irregulares. Em geral eles aparecem pouco sericitizados. Quartzo apresenta cristais essencialmente anédricos com contato irregulares.

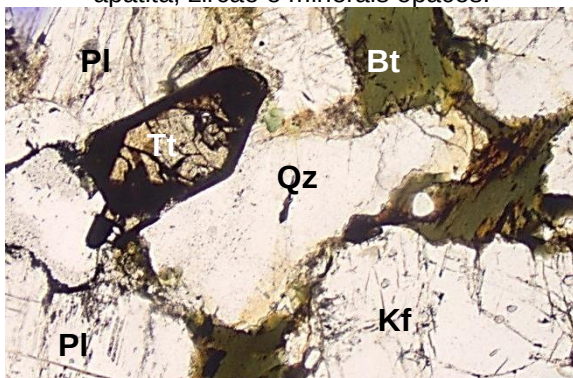
As fases máficas principais são biotita e anfibólio (Figura 46). Os cristais de biotita ocorrem na coloração amarelada, por vezes esverdeada e com pleocroísmo nos tons de castanho a marrom. O formato dos cristais são euédricos a subédricos. Eventualmente alguns cristais se mostram cloritizados. Os cristais de anfibólio se apresentam pleocroísmo de verde amarelado a verde escuro, subédricos, as vezes como agregados com biotita e com minerais acessórios.

Os minerais acessórios são representados por titanita, opacos e zircão. Em geral ocorrem como cristais subédricos a anédricos (Figura 44). O zircão apresenta-se como cristais prismáticos inclusos na biotita, por vezes provocando halos pleocroícos.

Epidoto ocorre de duas formas texturais: Ep1- como cristais euédrais a subédrais com partes corroídas, birrefringência alta, na qual sugere uma maior percentagem de pistacita em sua composição, em contato ou incluso com biotita e hornblenda alguns estão inclusos parcialmente na biotita (Figura 45); Ep2- como produto de alteração do plagioclásio pelo processo de saussuritização.

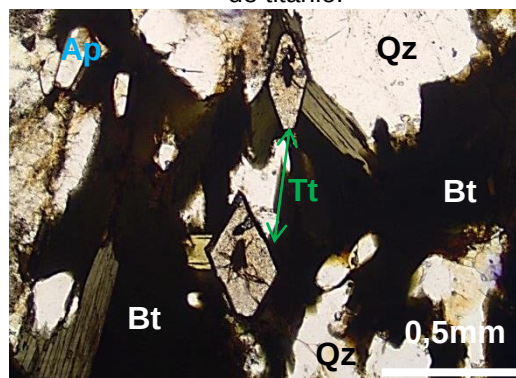
Texturalmente ainda se observa que cristais menores de microclina e plagioclásio ocorrem inclusos dentro dos megacristais de feldspato potássico. Intercrescimento mirmequítico em padrões bulbosos também é visto, caracterizados por núcleos de plagioclásio bordeados por intercrescimento vermiforme de quartzo e plagioclásio em zonas de contato entre feldspato potássico e plagioclásio.

Figura 43 - Assembleia mineral de Plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos.



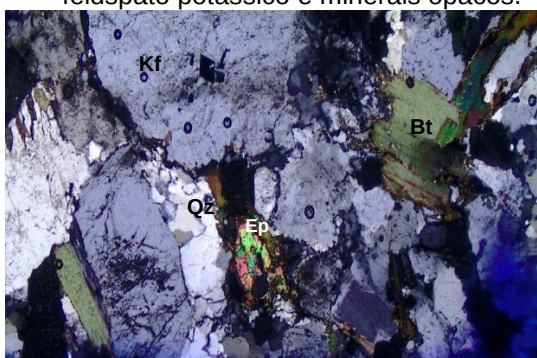
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 44 - Cristais de titanita eudrais com núcleo de mineral opaco, provavelmente óxido de titânio.



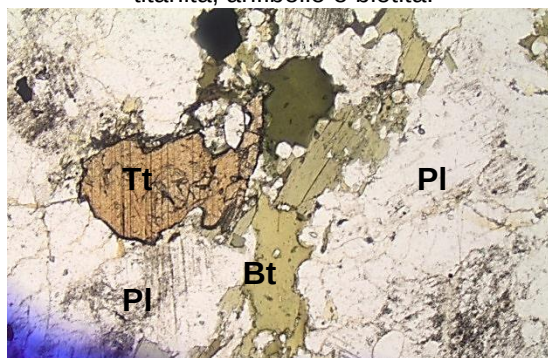
Fonte: A Autora, 2019.
Observam-se também cristais de biotita, apatita e quartzo.

Figura 45 - Cristais de biotita, epidoto, quartzo, feldspato potássico e minerais opacos.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 46 - Agregado máfico composto por titanita, anfibólio e biotita.



Fonte: A Autora, 2019.

3.7 PLÚTON SANTANA DO IPANEMA (PSI)

O plúton neoproterozoico Santana do Ipanema (~150 Km²) é bordado a leste, norte e oeste pelo Pluton Tanquinho, a sul pelo Pluton Cacimbinhas e pelas rochas do embasamento. A forma de ocorrência é em lajedos planos (Figura 47) ou em blocos arredondados em geral mais altos que 1,50 m. São rochas de cor rosea esbranquiçado equigranulares de granulação fina a média. Sales das Neves et al. (2018) obtiveram uma idade U-Pb em zircão SHRIMP de 621 ± 5 Ma para o granito equigranular do PSI. Xenólitos do embasamento ocorrem dentro do PSI (Figura 48). Texturas indicativas de mistura entre magma máfico e o granito do PSI não totalmente consolidado são observadas (Figura 50). Estruturas de truncamento da foliação do embasamento pelo granito do PSI também foram observadas (Figura 49).

A composição da rocha varia de sienito a monzogranito. A mineralogia é composta por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio como fases essenciais, e biotita, titanita, zircão e minerais opacos como fases acessórias (Figura 51).

Figura 47 - Granito fino roseo típico do Plúton Santana do Ipanema.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 48 - Granito do PSI englobando xenólito do embasamento.



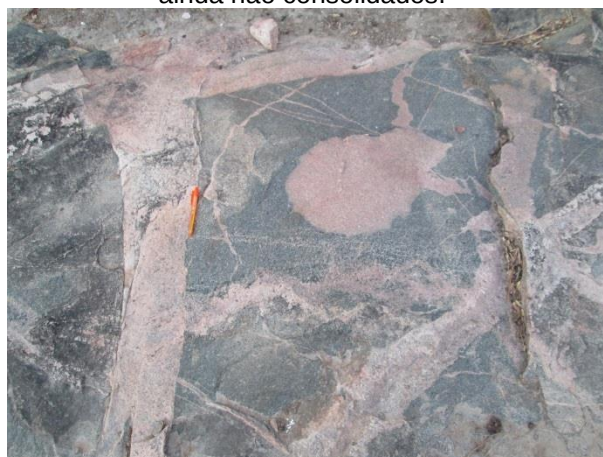
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 49 - Granito fino róseo (PSI) truncando a foliação do ortogneisse granítico do embasamento



Fonte: A Autora, 2019.

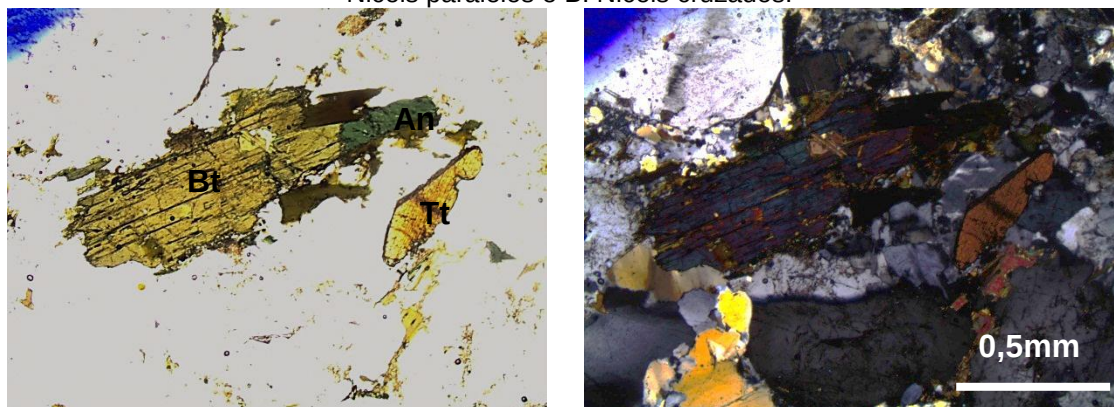
Figura 50 - Contato entre o granito (PSI) com magma máfico sugerindo mistura de magmas ainda não consolidados.



Fonte: A Autora, 2019.

O feldspato potássico ocorre como grãos anédricos com geminação xadrez e por vezes com texturas de exsolução do tipo pertita. Em geral mostram alteração para sericita. Plagioclásio ocorre como grãos anédricos com geminação polissintética. Localmente alguns grãos de feldspatos apresentam fraturas, as quais deslocam e deformam a geminação. Quartzo ocorre como cristais anédricos com extinção ondulante. Biotita ocorre como grãos subeuédricos com pleocroísmo de verde a marrom. O anfibólio apresenta pleocroísmo marrom claro a verde escuro, por vezes ocorre geminado. Titanita, zircão e minerais opacos ocorrem como cristais euédricos.

Figura 51 - Cristais de Biotita, anfibólio e titanita imersos em matriz quartzo-feldspática. A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados.



Fonte: A Autora, 2019.

3.8 PLÚTON LAGOA DO BOI (PLB)

O plúton Lagoa do Boi é constituído por uma intrusão Neoproterozoica alojado entre o limite do domínio Pernambuco Alagoas com o domínio Sergipano. Estas rochas fazem contato a leste, oeste e a norte com outros plútons graníticos do Batólito Águas Belas-Canindé e a sul com rochas metasedimentares do domínio Sergipano. Texturalmente são rochas inequigranulares, granulação fina com megacristais de feldspato potássico de aproximadamente 3 cm e apresenta composição quartzo sienítica. A ocorrência de enclaves máficos e de xenólitos do embasamento foi observada dentro do sienito (Figuras 52 e 53). Esta unidade foi pouco estudada e ainda carece de maior detalhamento.

Figura 52 - Sienito equigranular com megacristais de feldspato potássico e microenclaves máficos.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 53 - Xenólito dentro do plúton Lagoa do Boi.

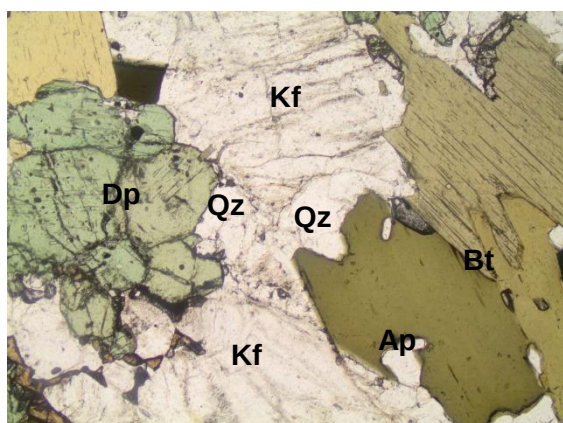


Fonte: A Autora, 2019.

Petrograficamente estas rochas são compostas por feldspato potássico, clinopiroxênio, biotita, quartzo e plagioclásio. Titanita, apatita, zircão e minerais opacos ocorrem como fases acessórias (Figuras 54 e 55).

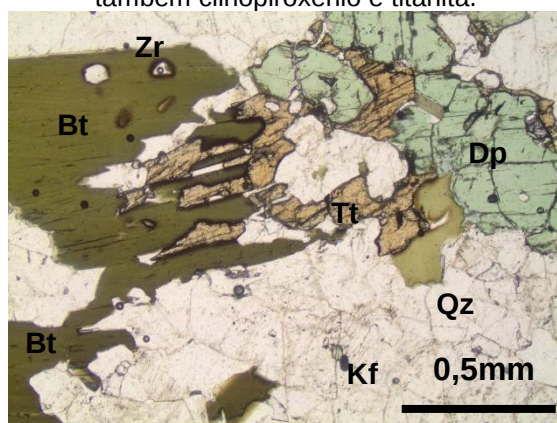
Feldspato potássico e plagioclásio ocorrem como cristais eudrais a subeudrais incolores por vezes apresentando alteração para sericita. Quartzo ocorre como grãos anedrais preenchendo os espaços entre os outros minerais. Clinopiroxênio ocorre como agregados de grãos eudrais a subeudrais com pleocroísmo de cor verde claro a escuro e, por vezes, com inclusões de minerais opacos e em contato com titanita. Biotita ocorre como palhetas de cor esverdeada geralmente com inclusões de zircão e apatita. Titanita ocorre como grãos subeudrais a anedrais.

Figura 54 - Assembleia Mineral composta por feldspato potássico, biotita e clinopiroxênio.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 55 - Feldspato potássico, biotita com inclusões de apatita e zircão. Observa-se também clinopiroxênio e titanita.



Fonte: A Autora, 2019.

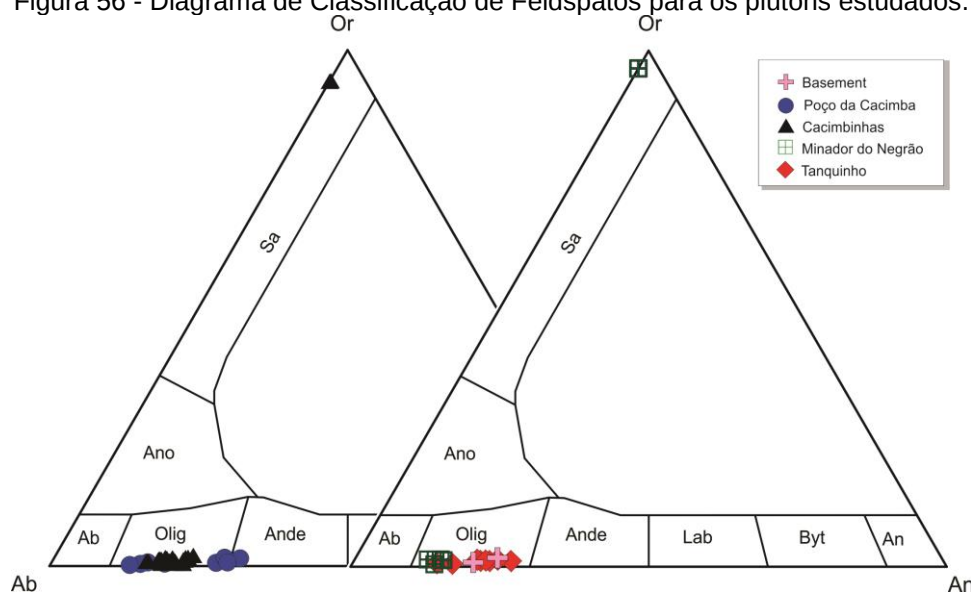
4 QUÍMICA MINERAL

Os resultados obtidos em análises químicas de minerais por microsonda eletrônica estão apresentados no apêndice 1. A simbologia utilizada nos diagramas segue o padrão estabelecido nas figuras 56 e 57. As análises de microsonda eletrônica de minerais do plúton Santana do Ipanema foram compiladas e recalculadas de Sales das Neves et al. (2018).

4.1 FELDSPATOS

Foram realizadas análises centro-borda em 22 grãos de plagioclásio (1 EMB, 4 PPC; 2 PMN; 12 PCC; 4 PTQ) e 2 feldspatos potássico (1 PMN; 1 PCC). Os cristais de plagioclásio são oligoclásio para os plútons Minador do Negrão, Cacimbinhas, Tanquinho e para o embasamento, com teores de anortita variando de An_{12} a An_{26} . Já para o Plúton Poço da Cacimba são mais ricos em anortita e variam de oligoclásio a andesina (An_{13} - An_{31}). Em todas as análises, plagioclásio demonstra empobrecimento em cálcio e enriquecimento em sódio, respectivamente no centro e borda, evidenciando zoneamento ígneo normal. Os feldspatos potássicos analisados mostram composição variando de $Or_{95}An_0Ab_6$ a $Or_{93}An_0Ab_3$, classificados como ortoclásio no diagrama da figura 56.

Figura 56 - Diagrama de Classificação de Feldspatos para os plútons estudados.



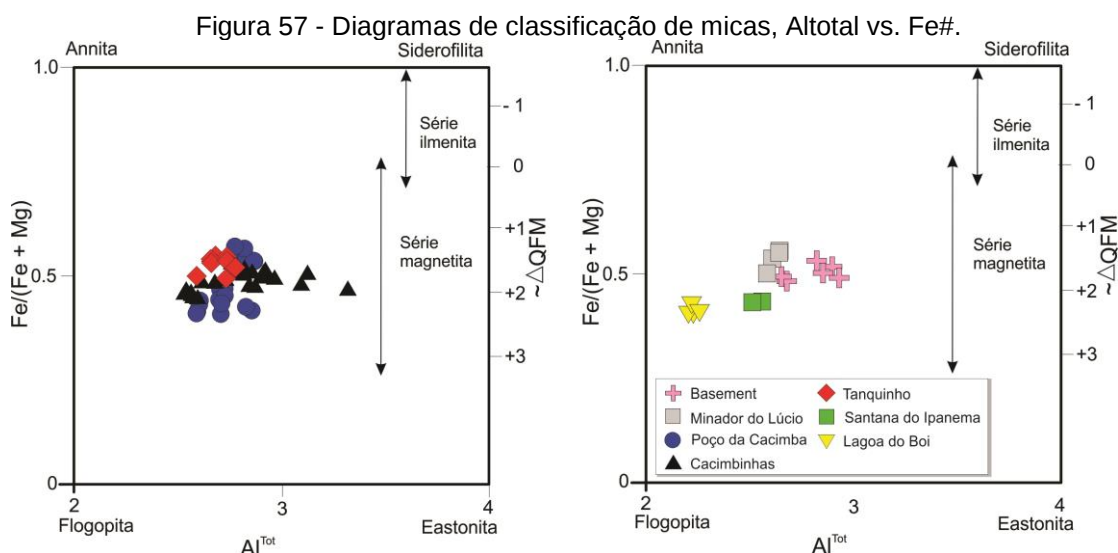
Fonte: A Autora, 2019.

4.2 BIOTITA

Biotita é o principal mineral máfico das rochas estudadas e apresenta-se imersa numa matriz quartzo-feldspática com textura subédrica. Foram analisados 3 cristais (centro e borda) do embasamento e 34 cristais (centro e borda) dos plútons estudados (3 EMB; 2 PML; 10 PPC; 13 PCC; 6 PTQ; 1 PSI; 2 PLB). São quase que em sua totalidade micas trioctaedrais verdadeiras ($5,502 > \Sigma Y \text{ site} > 5,904$) e todas as amostras analisadas consistem de biotita no senso de Deer et al. (2013) apresentando $Fe\# = Fe/(Fe + Mg) > 0,33$ com os valores de $Fe\#$ baixos e variando de 0,409 a 0,571 apfu (números de átomos por fórmula). As palhetas de biotita estudadas mostram estreita variação composicional. Todos os cristais analisados apresentam valores de Al em uma estreita variação ($< 0,28$ apfu) e dentro da extensão de 2,524 a 3,315 apfu que corresponde a variação do plúton Cacimbinhas. Para todos os cristais de biotita analisados existe Al^{3+} em excesso para preencher o sitio tetraédrico sem a necessidade de Ti^{4+} para completar este sitio, exceto para um núcleo analisado do próprio plúton Cacimbinhas. As lamelas de biotita dos plútons Minador do Lúcio e Poço da Cacimba são as mais enriquecidas em $Fe\#$ e F-, este último chegando a apresentar valores de 1,215 apfu, enquanto que o F- dos plútons Cacimbinhas e tanquinho são inferiores a 0,500 apfu. Utilizando o diagrama quadrilateral Annita–Siderofilita–Flogopita–Eastonita (Speer 1984), que é comumente utilizado para plotar as composições de micas trioctaédricas em função do Al versus os valores de $Fe\#$ (Figura 57), observa-se um recobrimento dos cristais de biotita analisados para todos os plútons estudados. No diagrama $FeO^*-10TiO_2-MgO$ (Nachit et al., 2005; Figura 58) as amostras analisadas plotam no campo de biotitas primárias passando para o campo de biotitas primárias reequilibradas o que é consistente com o caráter microtextural intersticial e primário observado em seção delgada. No entanto, a assinatura química de reequilíbrio tem que ser examinada com cuidado tendo em vista que alteração hidrotermal nas biotitas estudadas é incipiente e que pode estar associada a reequilíbrio por fluidos magmáticos e/ou hidrotermal em estágio tardio.

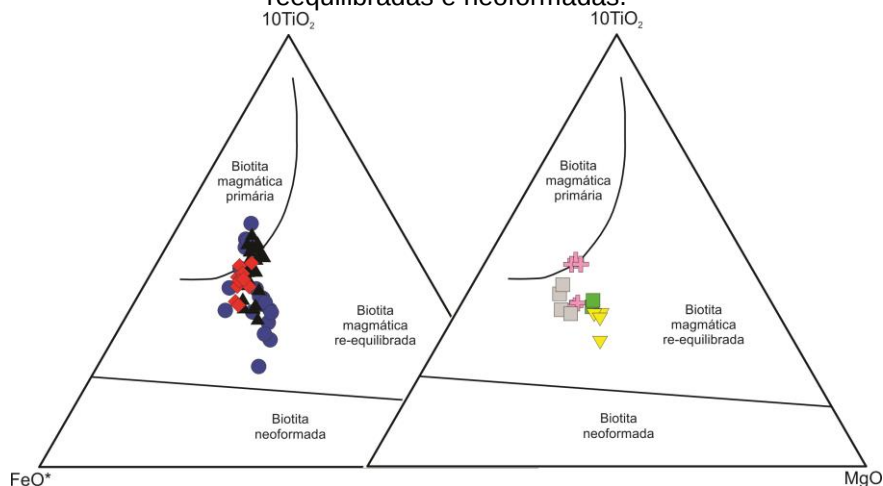
Muitos autores têm proposto a utilização da composição química de biotita para relaciona-las à natureza dos magmas graníticos e como indicador tectono-magmático (Nachit et al., 1985; Albuquerque, 1973; Lalonde & Bernard, 1993; Abdel-Rahman 1994; Shabani et al., 2003). Baseados na química da biotita foram

propostos um grande número de diagramas que são correntemente usados. As amostras de biotita analisadas foram plotadas no diagrama Al versus Mg e caem predominantemente no campo de biotitas de granitóides cálcio-alcálinos com exceção de poucas palhetas do plúton Cacimbinhas que plotaram no campo de granitos alumino-potássicos (Figura 59) e do plúton Lagoa do Boi que plotam no campo subalcalino. De maneira similar, nos diagramas FeO–MgO–Al₂O₃ e MgO–FeO as palhetas de biotita analisadas plotam no campo de biotitas de granitóides cálcio-alcálinos e as do PLB no limite com o campo alcalino (Figuras 60 e 61). Esta observação é consistente com a assembleia mineral encontrada na maioria dos plútons (biotita + anfibólio) e consequentemente com a assinatura geoquímica (cálcio-alcálica) em rocha total dos plútons estudados e do embasamento.



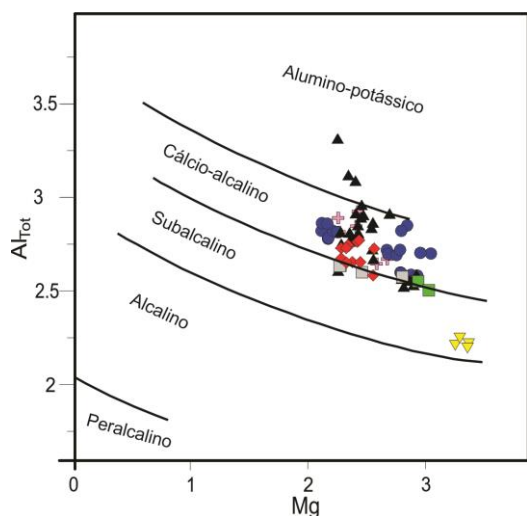
Fonte: Speer, 1984. Campos de Anderson et al., 2008.

Figura 58 - Diagrama FeO* vs. MgO vs. 10TiO₂ de discriminante de biotitas primárias, reequilibradas e neoformadas.



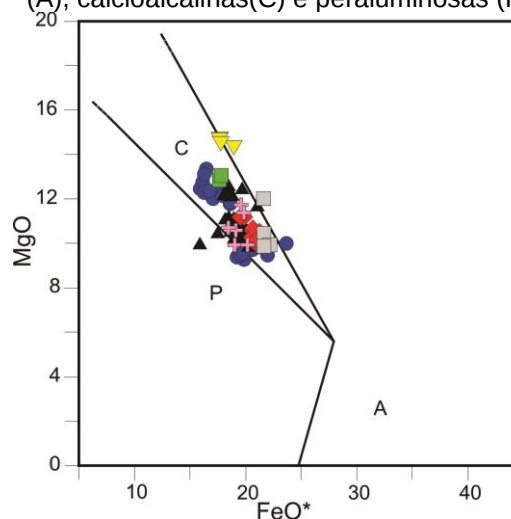
Fonte: Nachit et al., 2005.

Figura 59 - Diagrama Al_{Tot} vs. Mg de classificação de biotitas.



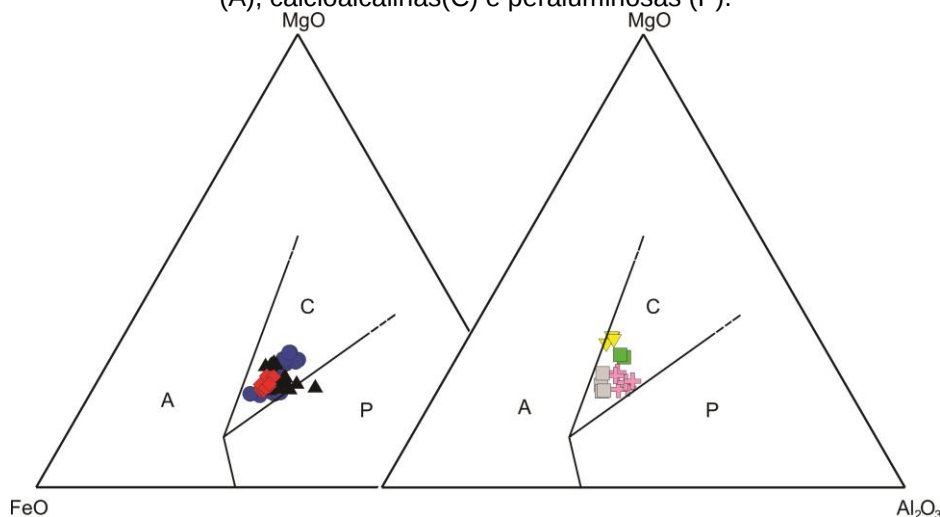
Fonte: Nachit et al., 1985.

Figura 60 - Diagrama MgO vs FeO^* discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcioalcalinas(C) e peraluminosas (P).



Fonte: Abdel-Rahman, 1994.

Figura 61 - Diagrama ternário MgO vs FeO vs Al_2O_3 discriminante de biotita de suítes alcalinas (A), cálcioalcalinas(C) e peraluminosas (P).

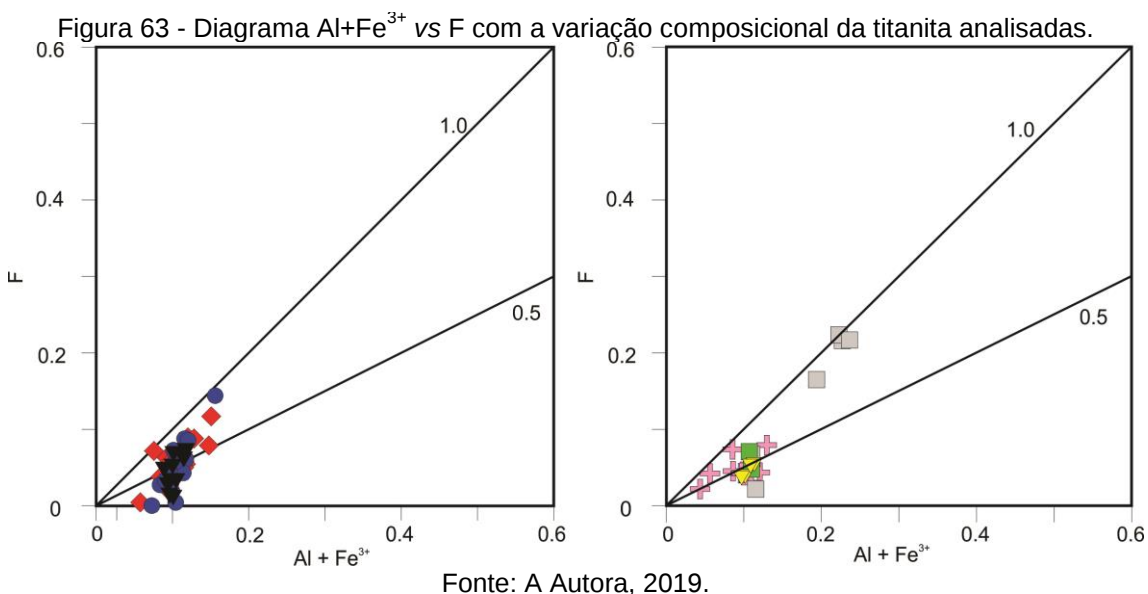
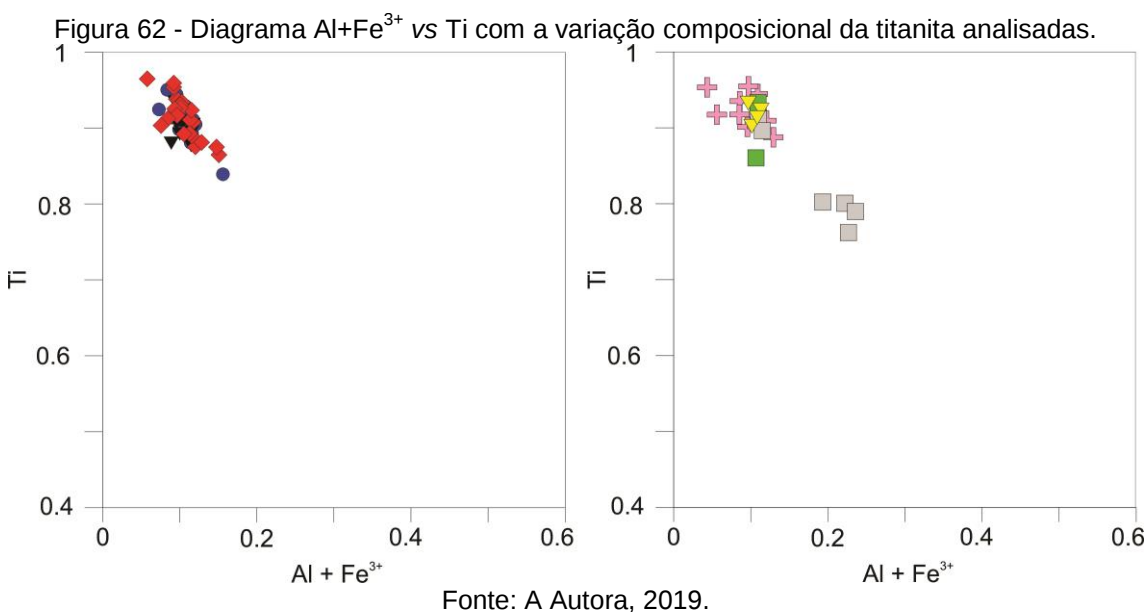


Fonte: Abdel-Rahman, 1994.

4.3 TITANITA

Foram realizadas análises centro e borda em 5 cristais do embasamento e 33 cristais de titanita dos plutons (8 PPC; 3 PML; 6 PCC; 13 PTQ; 1 PSI; 2 PLB). Os cristais de titanita analisados são euédricos a subédricos ocorrendo na matriz da rocha. CaO para os grãos de titanita analisados varia de 25 a 29%, TiO_2 de 33 a 39% e Al_2O_3 de 0,8 a 2,7% com exceção dos grãos de titanita analisados para o Plúton Minador do Lúcio que apresentam Al_2O_3 variando de 1,6 a 4,9%. A variação composicional dos grãos analisados deve estar parcialmente associada a

substituição entre $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ e Ti que apresentam uma clara correlação negativa, bem como a substituição entre $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ e F que evidencia uma correlação positiva (Figuras 62 e 63). Segundo Enami et al. (1993) a composição da titanita é dependente das condições de temperaturas e pressão e a relação $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} < 0,35$ apfu e $X_F > 0,5$ sugerem solidificação a temperaturas maiores que 700°C . A titanita das rochas estudadas têm valores baixos de $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ variando de 0,05-0,23 e X_F geralmente maiores que 0,5 típicos de titanita formada a alta temperatura.



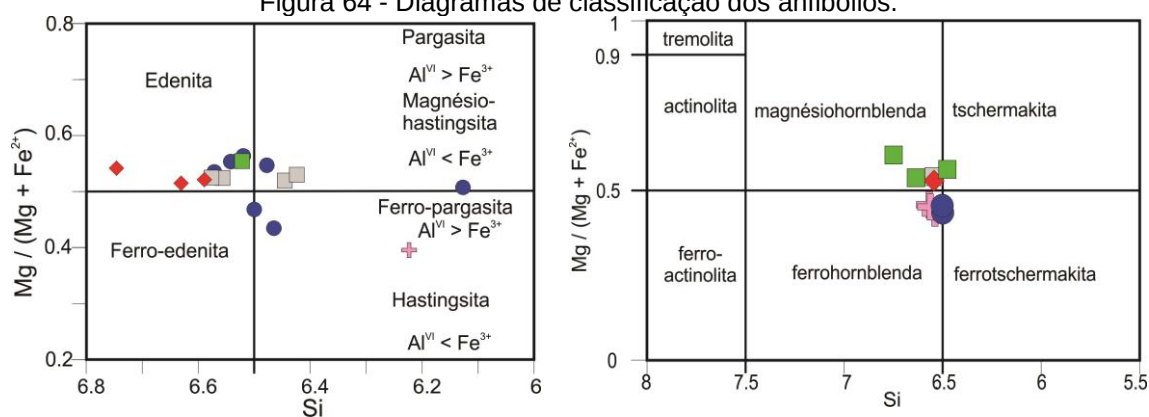
4.4 EPIDOTO

Foram analisados 4 cristais (borda e centro) de epidoto do embasamento e 7 cristais de epidoto (borda e centro) do Plúton Tanquinho. De acordo com Tulloch (1979, 1986) epidoto magmático tem pistacita entre 25 a 29% em peso. Porém, grãos de epidoto magmático descritos na Província Borborema têm pistacita até 33% (Sial et al. 1999; 2008; Ferreira et al. 2015). Os cristais analisados de ambas as unidades são subeudrais a eudrais por vezes com núcleo de allanita, incluso em biotita e/ou feldspato e mostram valores de pistacita de 28 a 32,5%, com um único grão apresentando valor acima para o PTQ (Ps 34,5), o que reforça o seu caráter primário. A quantidade de TiO_2 presente nos cristais de epidoto analisados são menores que 0,4%, coerente com o sugerido por Evans & Vance (1987) para epidotos magmáticos ($\text{TiO}_2 < 0,6\%$).

4.5 ANFIBÓLIO

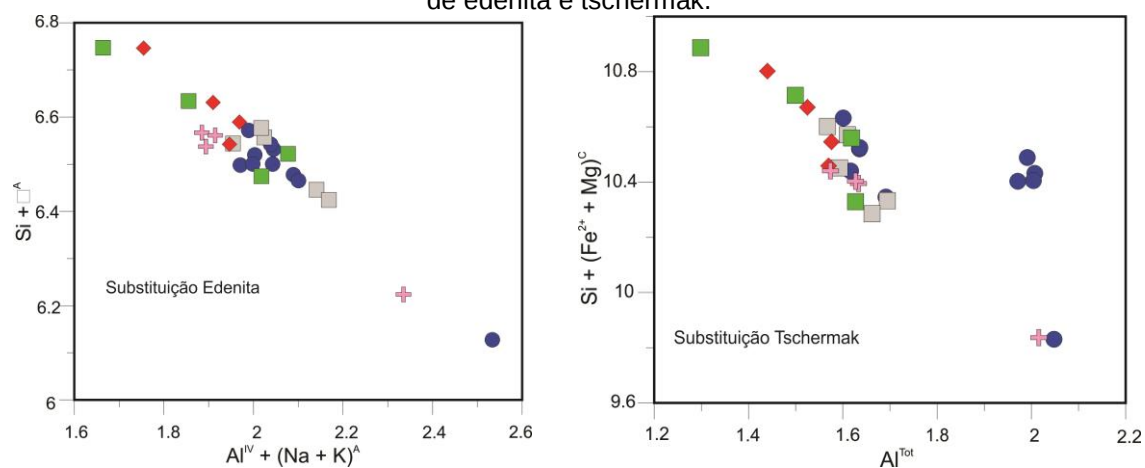
Foram analisados borda e centro de 2 cristais do embasamento e 10 cristais de anfibólio dos plútons (5 PPC, 3 Dique sienítico, 2 PTQ, 2 PSI). Os anfibólios analisados são cálcicos de acordo com o esquema de classificação proposto por Leake et al. (1997) no qual $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1,00$, e $\text{Na}_{\text{B}} \leq 0,50$. Os anfibólios do plúton Tanquinho mostram composição de edenita a magnésio-hornblenda, enquanto que para o plúton Poço da Cacimba os anfibólios mostram uma variação composicional de Ferro-edenita a Ferro-tschermakita. Os anfibólios do dique sienítico que corta o plúton Minador do Lúcio variam de edenita a pargasita. Os cristais de anfibólio analisados para o embasamento mostram composição de ferrohornblenda (Figura 64). Várias substituições composicionais podem ocorrer em resposta a mudanças nas condições físico-químicas com a evolução magmática podendo estas serem simples ou acopladas (ex: Anderson & Smith, 1995; Bachmann & Dungan, 2002). A fim de testar a influência destas substituições na composição dos anfibólios estudados foram testadas duas destas trocas. As variações composicionais dos cristais de anfibólio podem ser explicadas pelas reações de troca entre edenita (sensível à temperatura) e tschermak (sensível à pressão) (Figura 65).

Figura 64 - Diagramas de classificação dos anfibólios.



Fonte: Leake et al., 1997.

Figura 65 - Composição de anfibólio dos plútons estudados testando os papéis de substituição de edenita e tschermak.

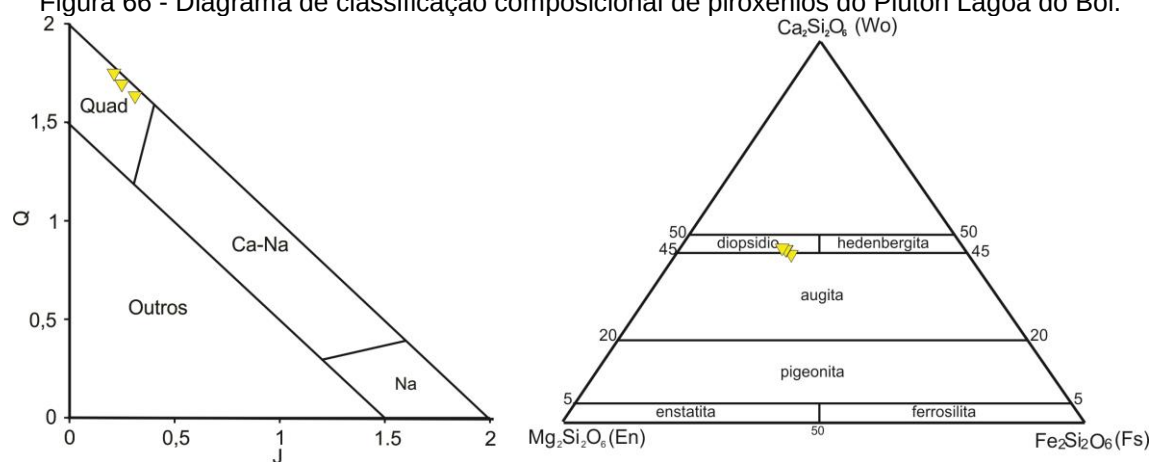


Fonte: Leake et al., 1997.

4.6 PIROXÊNIO

Foram analisados 2 cristais (borda e centro) do Plúton Lagoa do Boi. Os cristais analisados são piroxênios da série Ca-Mg-Fe (Figura 66) e de acordo com o esquema de classificação proposto por Morimoto et al. (1988) no quadrilátero dos piroxênios En-Fs-Di-Hd são classificados como diopsídio-augita e mostram composição uniforme com $Na_2O \geq 2,16\%$.

Figura 66 - Diagrama de classificação composicional de piroxênios do Plúton Lagoa do Boi.



Fonte: Morimoto et al., 1988.

5 LITOGEOQUÍMICA

O estudo litoquímico compreende a composição química total ou das paragêneses minerais que definem assinaturas geoquímicas que caracterizam ambientes geológicos de formação e/ou transformação da rocha.

5.1 ASPECTOS QUÍMICOS

Os resultados obtidos nas análises químicas e de perda ao fogo estão apresentados nas tabelas do apêndice 2. Foram analisadas 145 amostras no total, distribuídas da seguinte forma: 4 do plúton Minador do Lúcio e de 1 dique sienítico; 5 do plúton Minador do Negrão; 19 do plúton Poço da Cacimba e de 1 enclave máfico; 39 do plúton Tanquinho e 1 de enclave máfico; 32 do plúton Cacimbinhas e 1 de enclave máfico, 7 do plúton Lagoa do Boi e 16 do ortognaisse. A simbologia utilizada nos diagramas segue o padrão estabelecido na tabela 2. A concentração dos elementos maiores e menores é expressa em porcentagem por peso (%) para os óxidos e para os elementos traços. Os Elementos Terras Raras são expressos em partes por milhão (ppm). Os valores de Fe_2O_3 representam o ferro total das análises químicas.

Tabela 2 - Legenda dos símbolos utilizados nos diagramas geoquímicos

+	Embasamento
■	Minador do Lúcio
●	Poço da Cacimba
○	Enclave Poço da Cacimba
▲	Cacimbinhas
△	Enclave Cacimbinhas
▣	Minador do Negrão
◆	Tanquinho
◇	Enclave Tanquinho
■	Santana do Ipanema
▼	Lagoa do Boi

5.1.1 Elementos Maiores e Menores

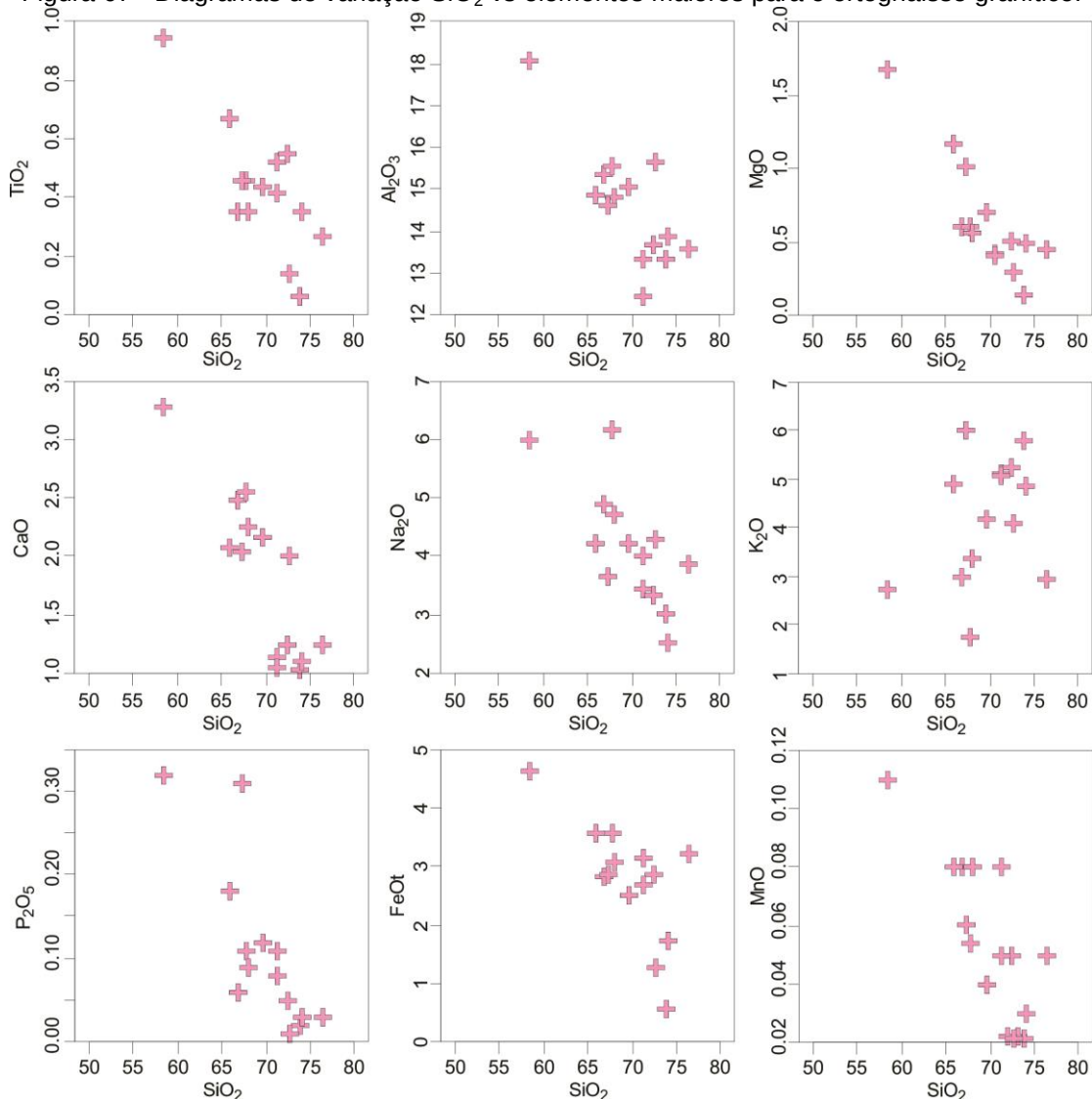
As rochas analisadas apresentam composição granítica a quartzo monzonítica, têm altos teores de SiO_2 e álcalis. Os teores de titânio, ferro, magnésio e o cálcio apresentam grande heterogeneidade e os de manganês e fósforo são baixos. A sílica (SiO_2) foi utilizada aqui como índice de diferenciação em diagramas de variação química. Nos diagramas Harker, as amostras plotadas mostram correlação

levemente negativa (apresentando altos valores de coeficiente de correlação, r) para todos os óxidos, exceto para o Na_2O e o K_2O que apresentam uma fraca correlação positiva e negativa respectivamente, e correlação negativa para a maioria dos elementos menores.

O ortognaisse de protolito granítico representa um magma ácido com teores médios de SiO_2 variando de 65,89% a 76,43%. O ortognaisse apresenta teores médios de TiO_2 de 0,39%; Al_2O_3 de 14,32%; Fe_2O_3 de 2,89%; MnO de 0,05%; MgO de 0,56%; CaO de 1,72%; Na_2O de 4,03; K_2O de 4,33%; P_2O_5 de 0,09%.

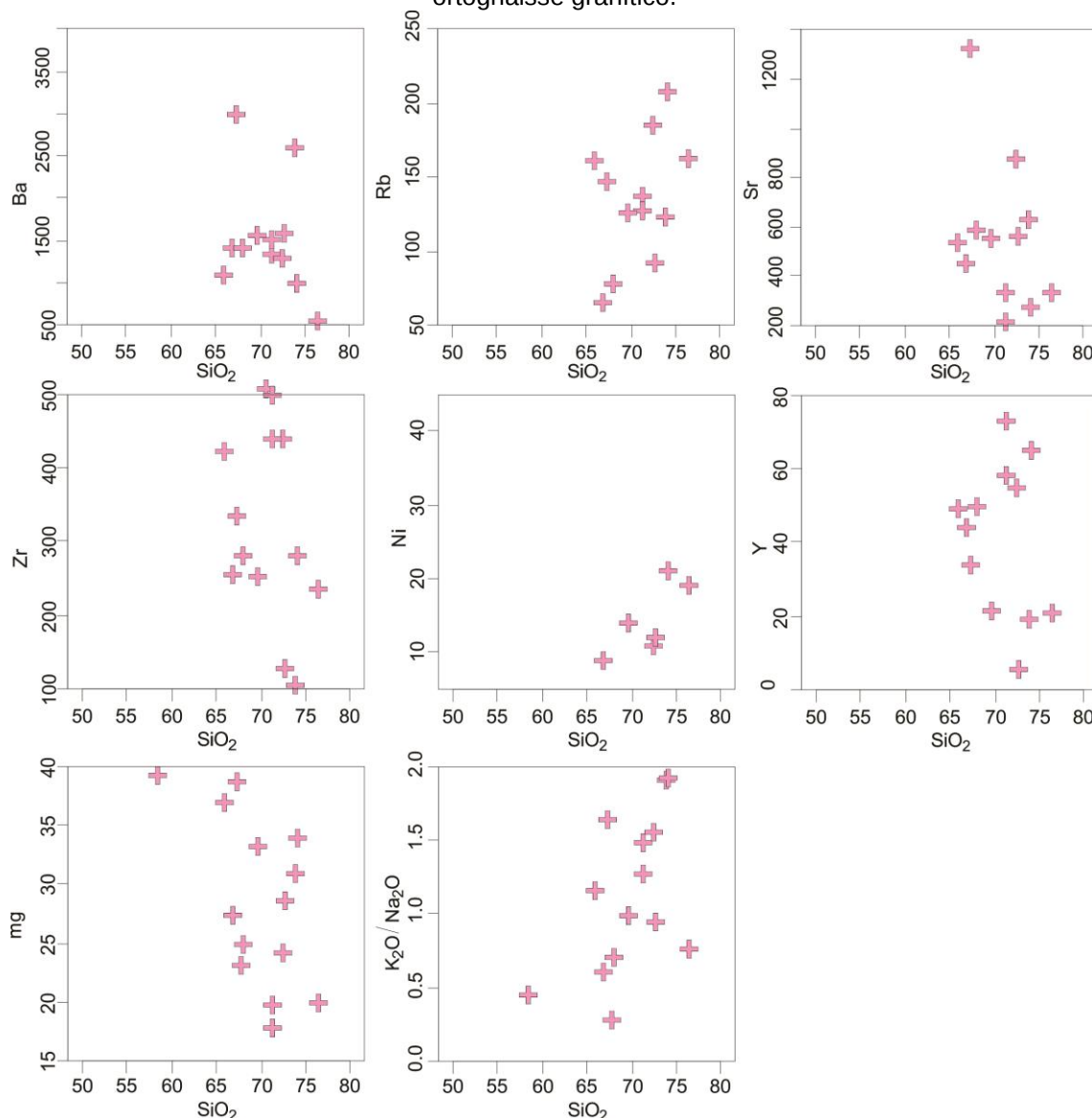
As rochas do Ortognaisse granítico quando plotadas em diagramas Harker mostram dispersão, porém observa-se ainda correlação negativa com TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Zr e Y; e correlação positiva com K_2O , Rb e Ni (Figuras 67, 68).

Figura 67 - Diagramas de variação SiO_2 vs elementos maiores para o ortognaisse granítico.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 68 - Diagramas de variação SiO_2 vs elementos menores, $\text{mg}\#^7$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o ortogneisse granítico.



Fonte: A Autora, 2019.

As semelhanças texturais e mineralógicas apresentadas pelos plútons Tanquinho, Minador do Lúcio e Cacimbinhas se revelam também nas semelhanças químicas, pois é possível notar uma afinidade química entre essas rochas. As amostras analisadas destes plútons apresentam alta sílica (61–76%) e altos teores de K_2O (média 4,29%). Os dados de SiO_2 evidenciam que o plúton Tanquinho e o Cacimbinhas (59,86–76,99%) são mais diferenciados que o plúton Minador do Lúcio (55,80–65,70%).

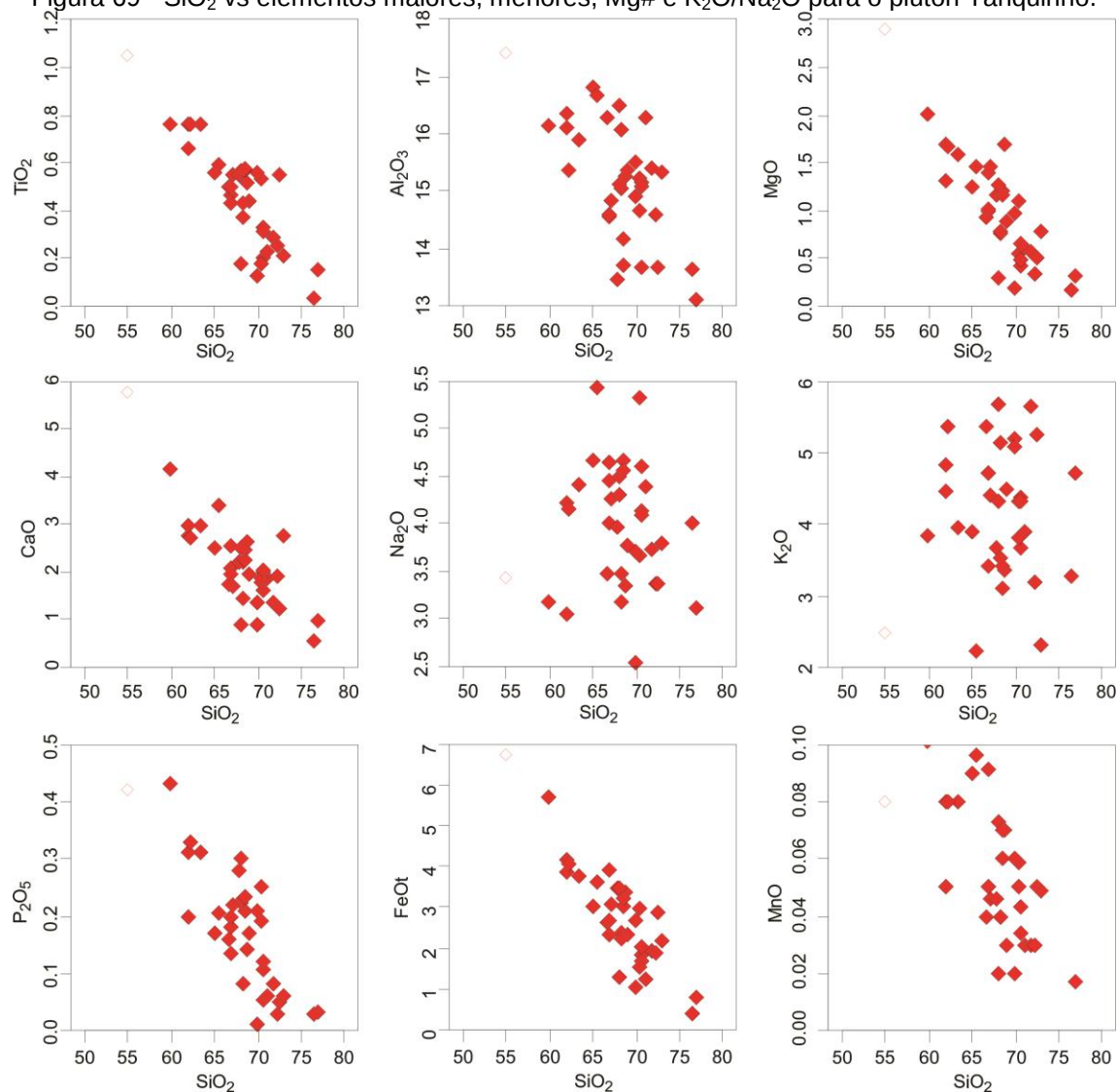
⁷ $\text{mg}\# = 100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_t) \cdot \text{FeO} = \text{Fe}_t$

Os plútons Poço da Cacimba e Minador do Negrão apresentam composição química semelhante, sendo o último ligeiramente mais enriquecido em sílica. Os teores de sódio e potássio são similares, variam de 2,54% a 5,01% e 2,60% a 5,83%, respectivamente. As rochas do PMN e PPC apresentam composição química similar com poucas variações, os teores médios para os elementos maiores são: TiO_2 de 0,48%; Al_2O_3 de 15,57%; Fe_2O_3 de 2,78%; MnO de 0,05%; MgO de 0,97%; CaO de 2,21% e P_2O_5 de 0,17%.

Nos diagramas tipo Harker as amostras analisadas dos plútons Tanquinho, Cacimbinhas e Poço da cacimba mostram correlação negativa com a sílica para TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , Ba, Sr e Zr sendo levemente positivo para K_2O . Isto sugere a cristalização de minerais ferro-magnesianos, plagioclásio, apatita e zircão, podendo o feldspato potássico ter cristalizado nos estágios finais de diferenciação (Figuras 69-74).

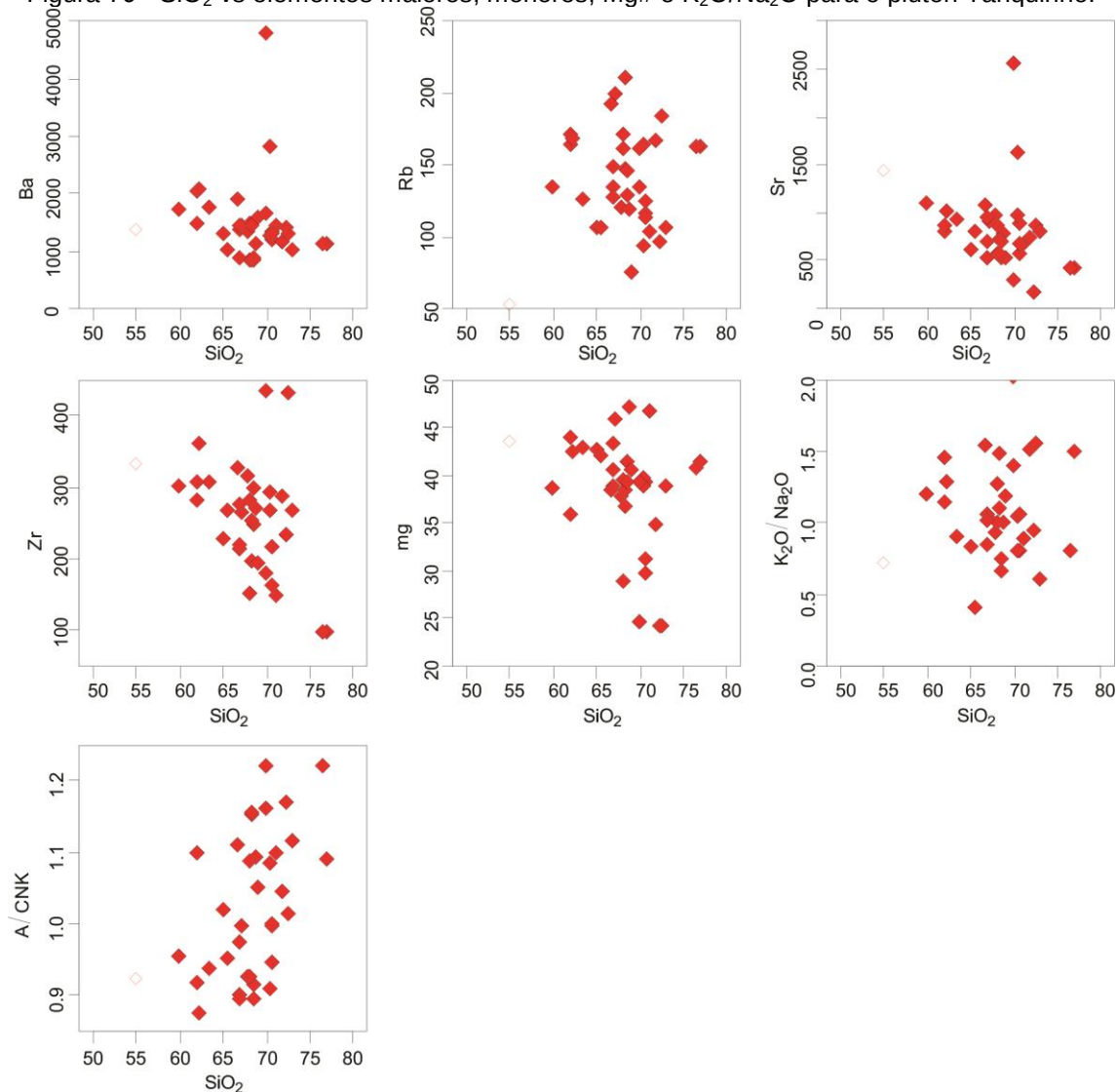
As amostras analisadas dos plútons Santana do Ipanema mostram alta sílica variando de 65 a 75%. Quando plotadas em diagramas Harker a maioria das amostras mostram uma sutil correlação negativa com a sílica para TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr e Zr sendo levemente positivo para Na_2O , podendo ser relativa a cristalização de minerais ferro-magnesianos, , apatita e zircão.(Figuras 75-76). No entanto as amostras do plúton Lagoa do Boi apresentam grande dispersão em diagramas Harker impossibilitando a correlação dos elementos maiores com a sílica. Em relação aos elementos menores é possível observar correlação negativa com Ba, Nb e #mg e uma correlação positiva com Sr (Figura 77). As rochas do PLB se distinguem dos outros plútons quimicamente principalmente por apresentarem teores de SiO_2 variando entre 58 a 62%; K_2O de 5,6 a 7,7%; e MgO de 1,5 a 3,0%, o que se reflete na mineralogia descrita para estas rochas.

Figura 69 - SiO_2 vs elementos maiores, menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Tanquinho.



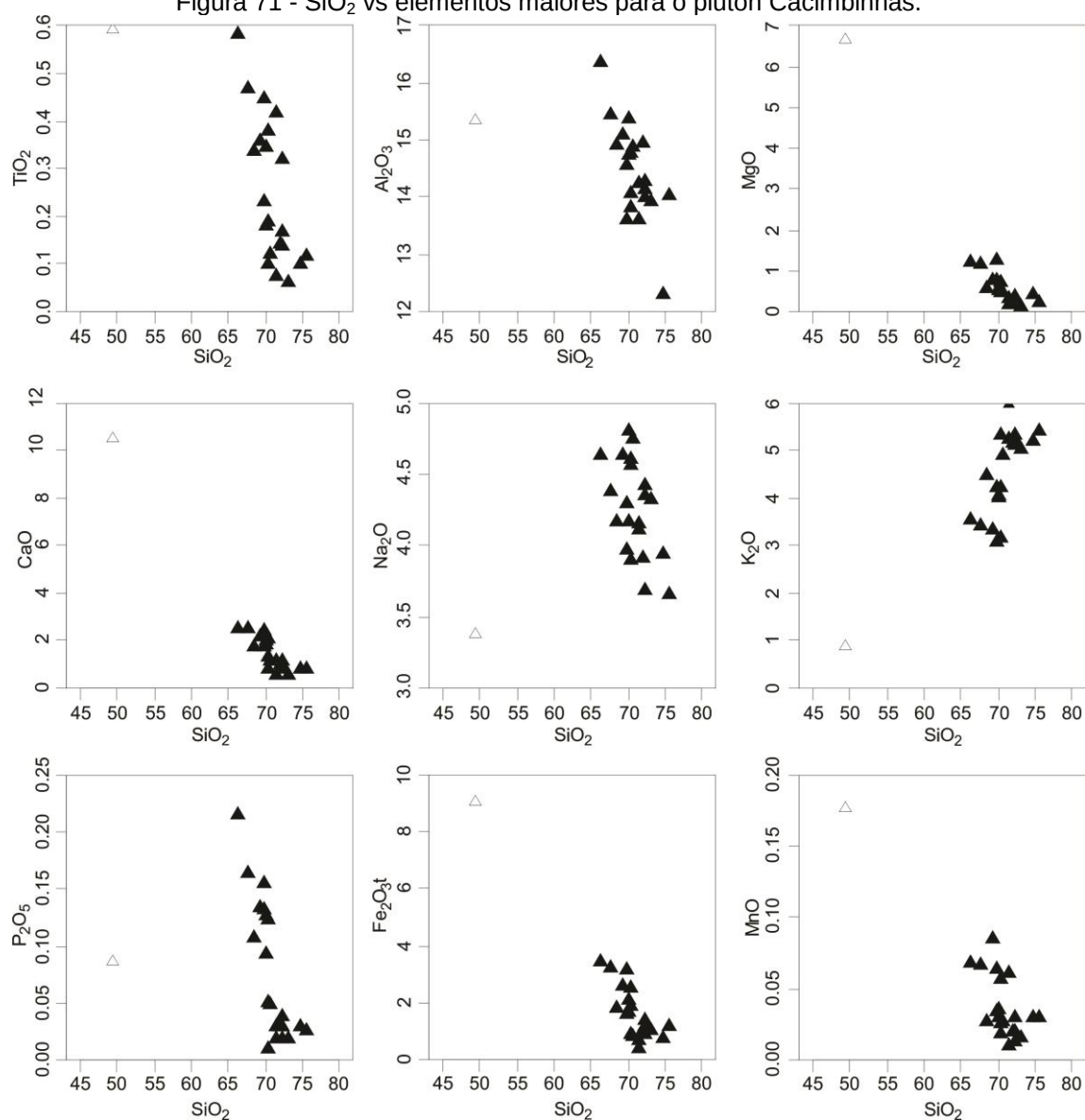
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 70 - SiO_2 vs elementos maiores, menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Tanquinho.



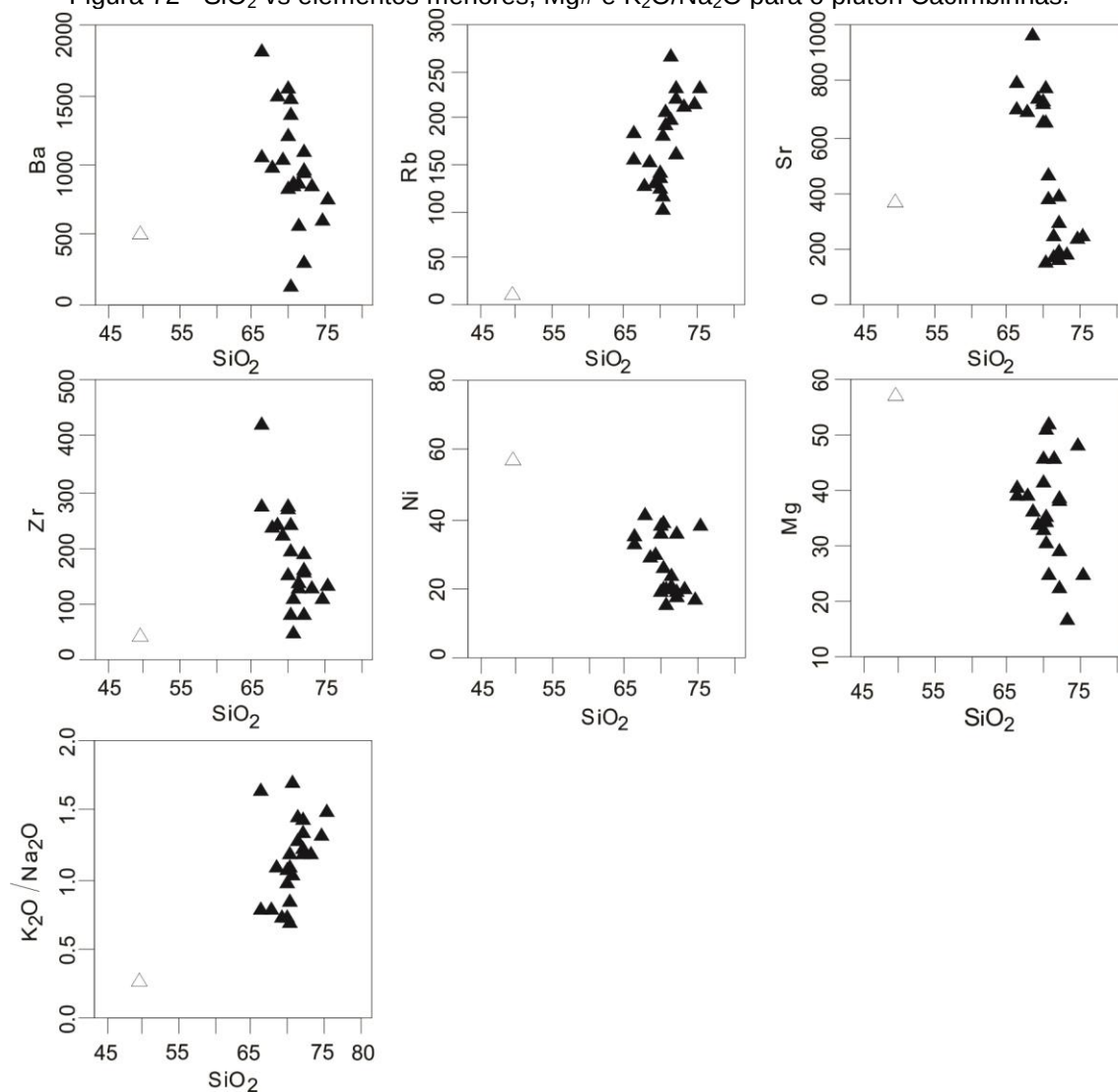
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 71 - SiO_2 vs elementos maiores para o plúton Cacimbinhas.



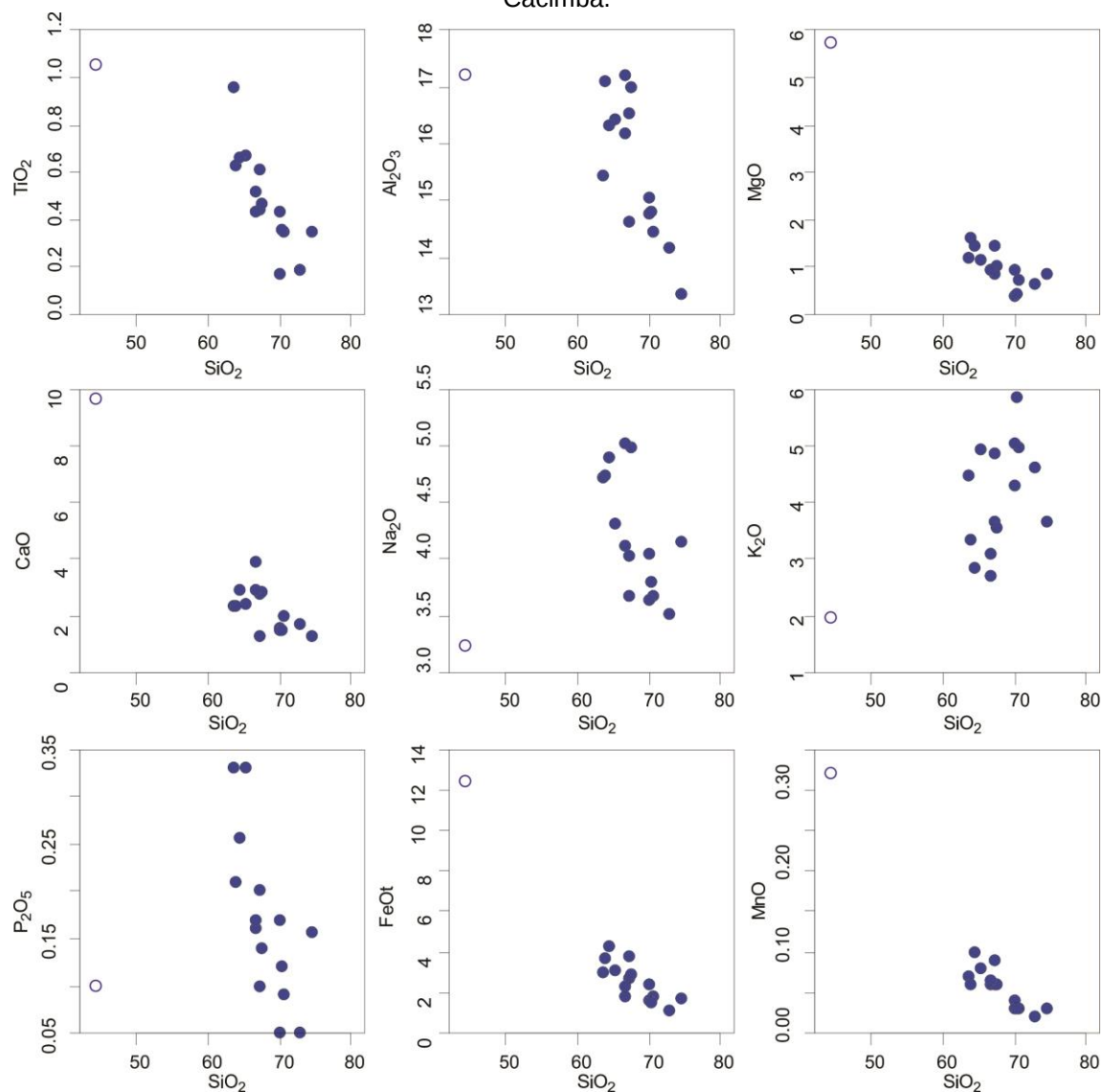
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 72 - SiO_2 vs elementos menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Cacimbinhas.



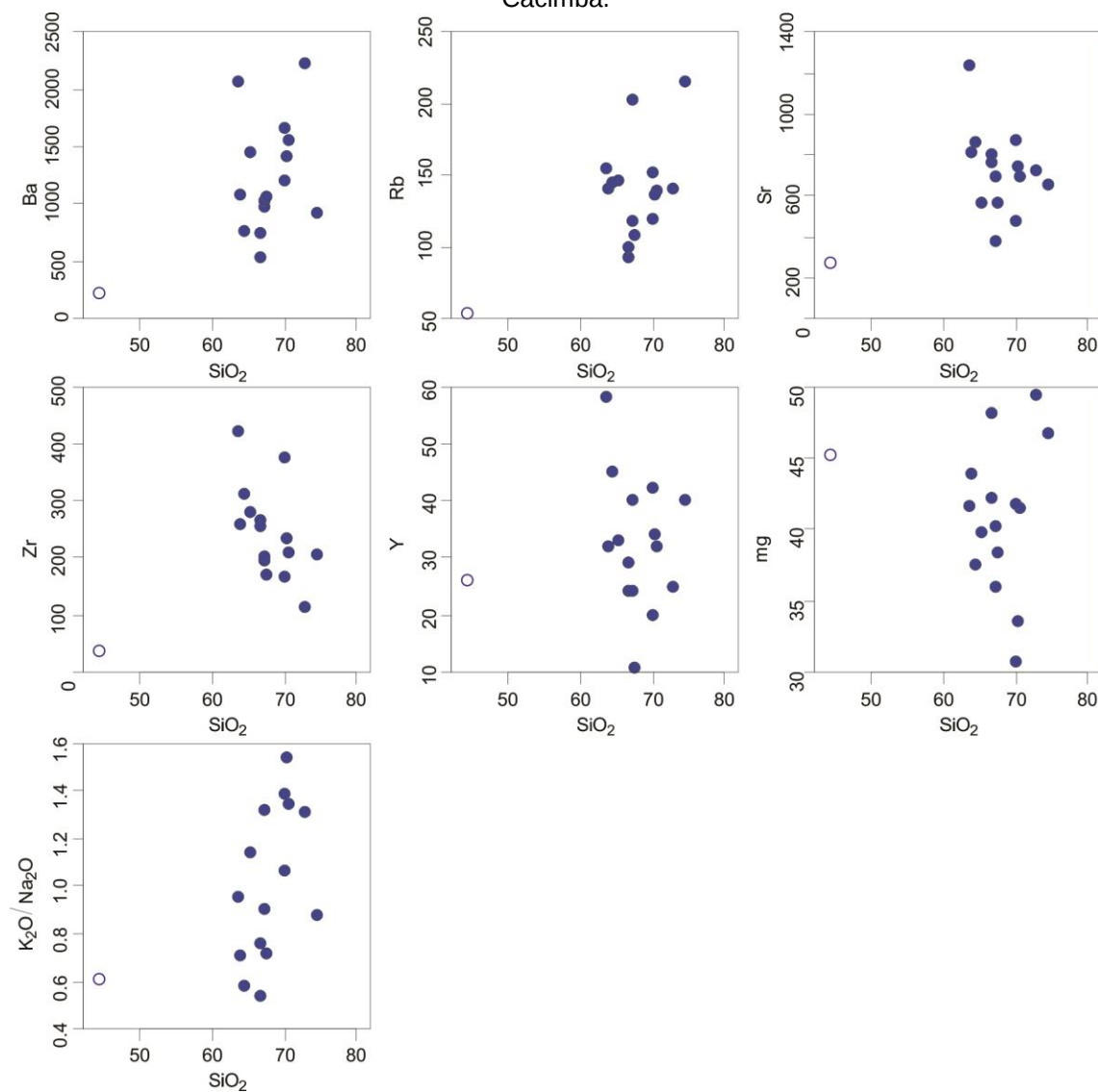
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 73 - SiO_2 vs elementos maiores menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Poço da Cacimba.



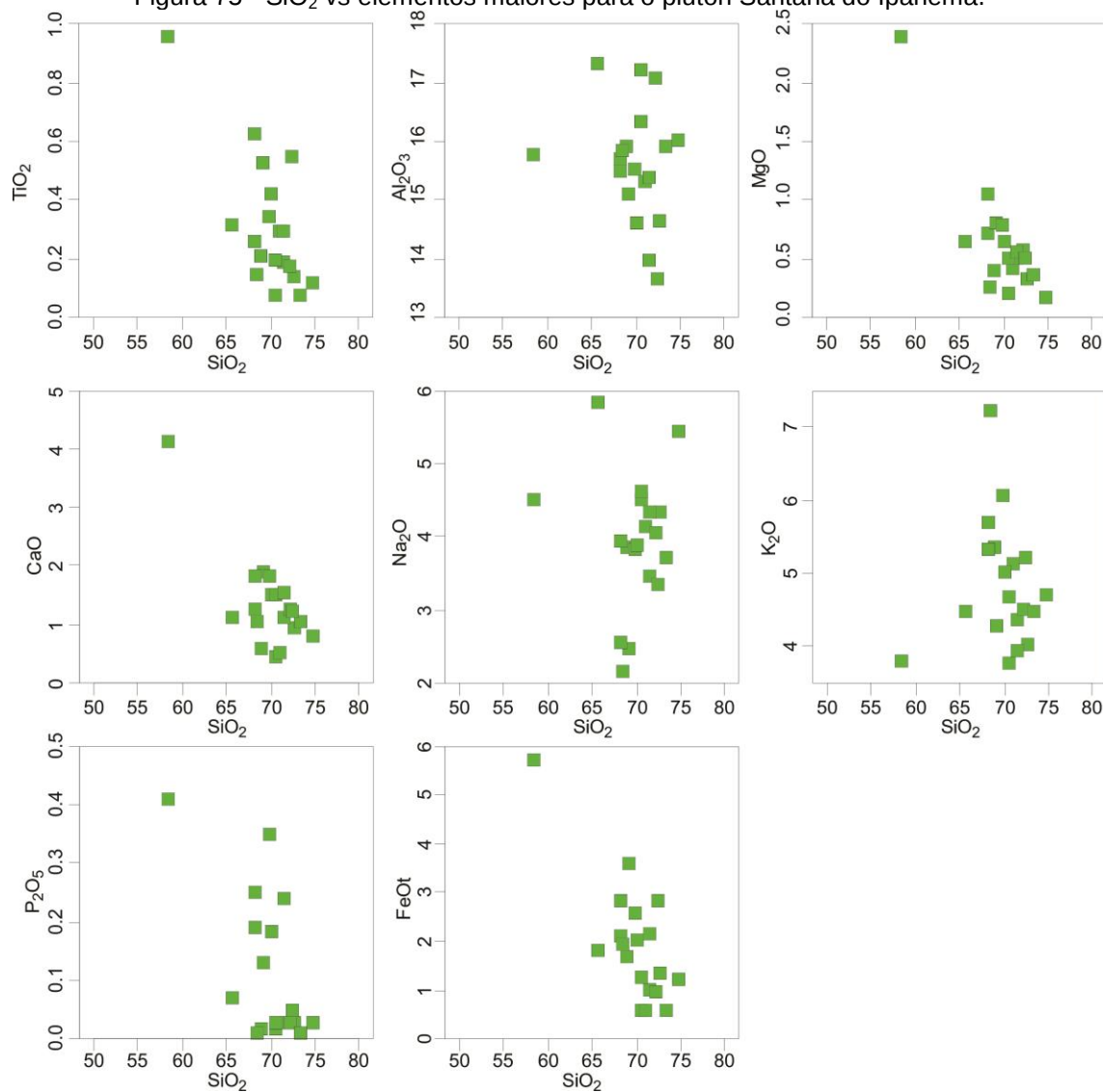
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 74 - SiO_2 vs elementos maiores menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Poço da Cacimba.



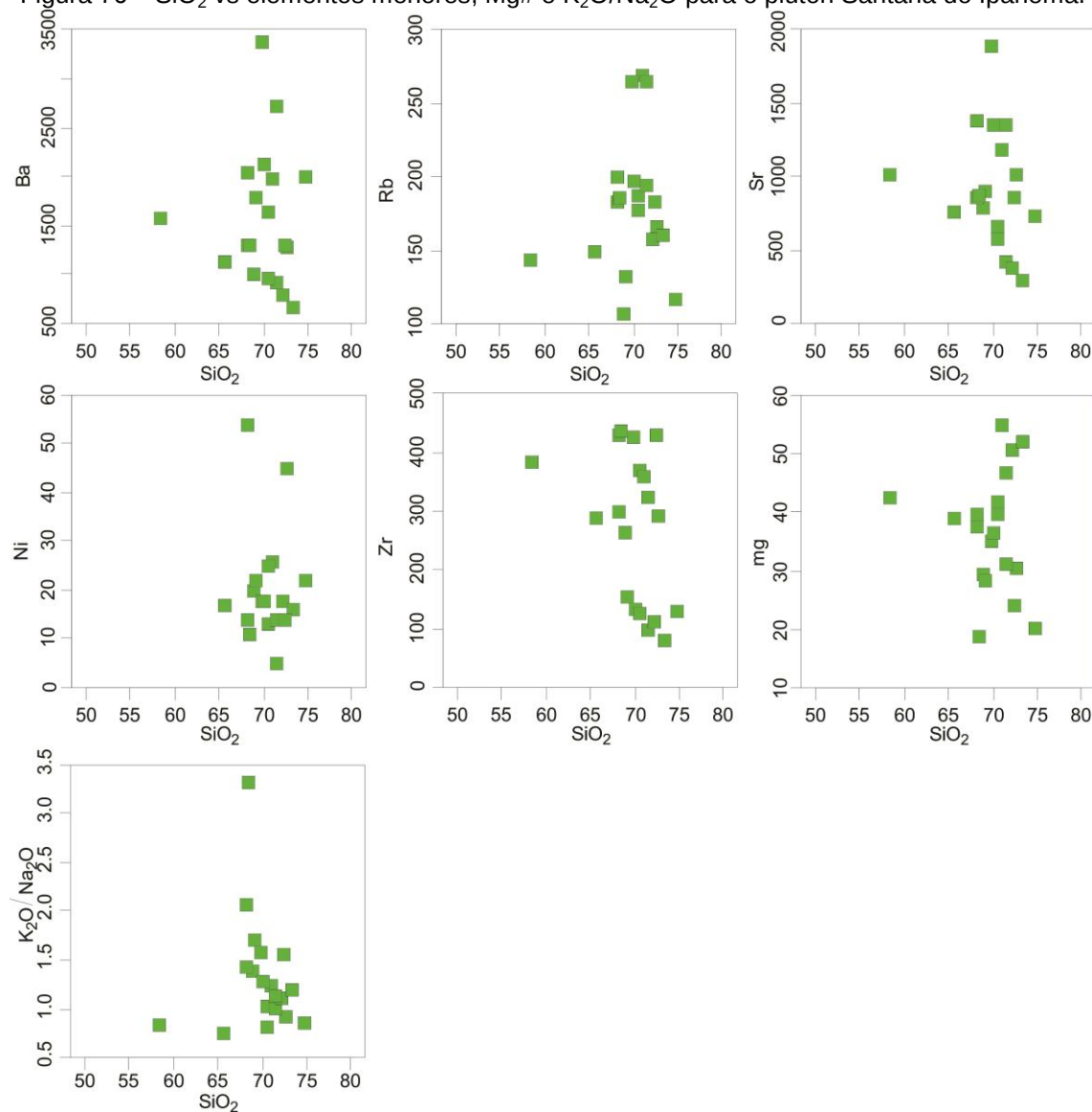
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 75 - SiO_2 vs elementos maiores para o plúton Santana do Ipanema.



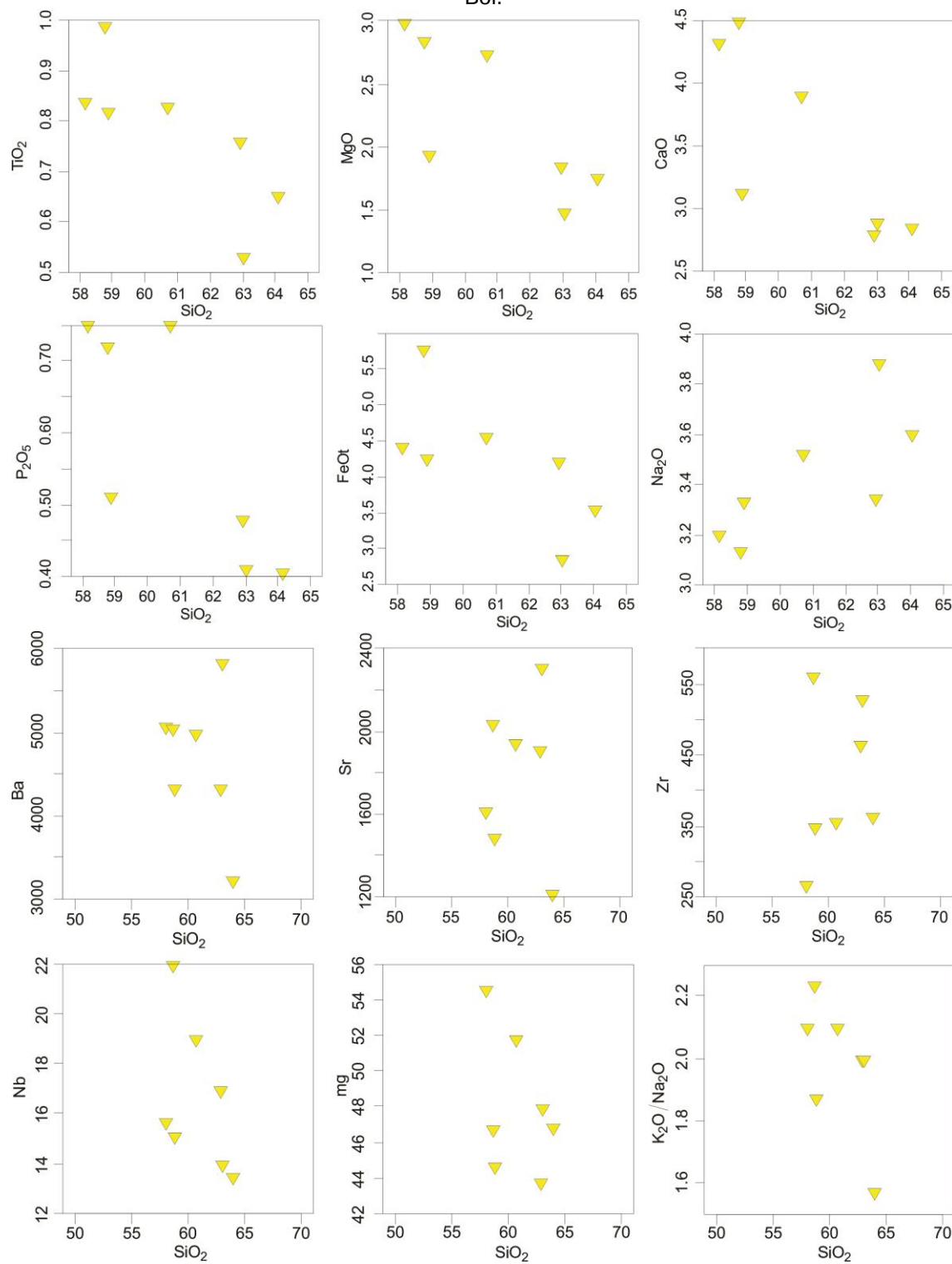
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 76 - SiO_2 vs elementos menores, Mg# e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para o plúton Santana do Ipanema.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 77 - SiO₂ vs elementos maiores, menores, Mg# e K₂O/Na₂O para o plúton Lagoa do Boi.

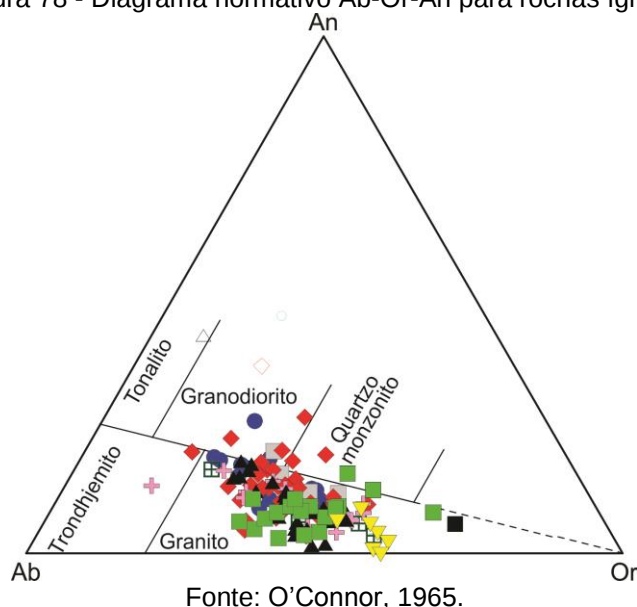


Fonte: A Autora, 2019.

5.1.2 Séries Magmáticas

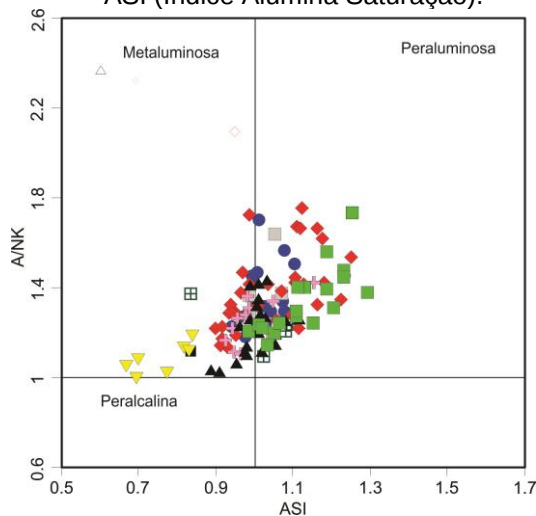
Para o conjunto de amostras analisado foi utilizado para classificação das rochas o diagrama Ab-An-Or proposto por O'Connor (1965). Este diagrama é baseado inteiramente sobre a composição normativa dos feldspatos recalculado para 100% e representa a projeção do quartzo em direção a face de feldspatos do tetraedro Q-Ab-An-Or. Os termos mais diferenciados com sílica de intermediária a ácida representados pelo PML, PPC, PTQ, PCC e PMN plotam no campo dos granitos, com raras amostras do PTQ e PPC no campo dos granodioritos e quartzo monzonitos. Os enclaves plotam no campo dos tonalitos e granodioritos (Figura 78). Na tentativa de classificar as rochas, também foi utilizado o diagrama R1-R2 de De La Roche et al. (1980) que utiliza as proporções catiônicas de rocha total. A utilização deste diagrama apresenta várias vantagens, dentre as quais: o uso da química de todos os elementos maiores da rocha e o esquema pode ser utilizado para todos os tipos de rochas ígneas. A maioria das rochas analisadas dos plútons estudados se sobrepõe ao campo dos granitos indo ao quartzo monzonito com algumas exceções. Os enclaves analisados plotam no campo do gabro, monzodiorito e no limite entre sienogabro e álcali gabro. O dique sienítico que corta o PML plota no campo dos quartzo monzonito (Figura 79). De forma similar, no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 os plutons plotam predominantemente no campo dos granitos com o pluton Lagoa do Boi (PLB) caindo no campo dos sienitos e o PML e o dique plotando no campo dos monzonitos (Figura 80).

Figura 78 - Diagrama normativo Ab-Or-An para rochas ígneas.



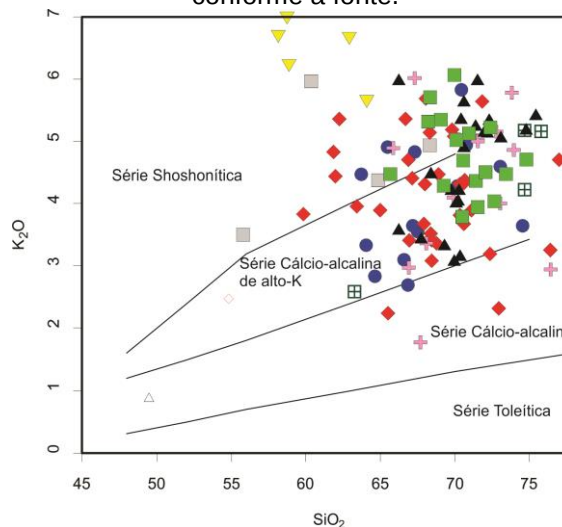
respectivamente. Estas rochas apresentam semelhanças com as rochas da série magnesiânica (Figura 84), exceto as rochas do embasamento que plotam predominantemente no campo das rochas da série ferrosa (7 de 13 amostras) e apresentam razões $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ maiores que 0.7. Frost & Frost (2008) definiram que rochas com composição magnesianas são formadas em ambientes de arco ou pós colisionais, tal como os granitos cordilheranos. No diagrama AFM, as rochas analisadas mostram uma tendência característica de rochas tipo cálcio-alcalina (Figura 85).

Figura 81 - Diagrama de classificação A/NK vs ASI (Índice Alumina Saturação).



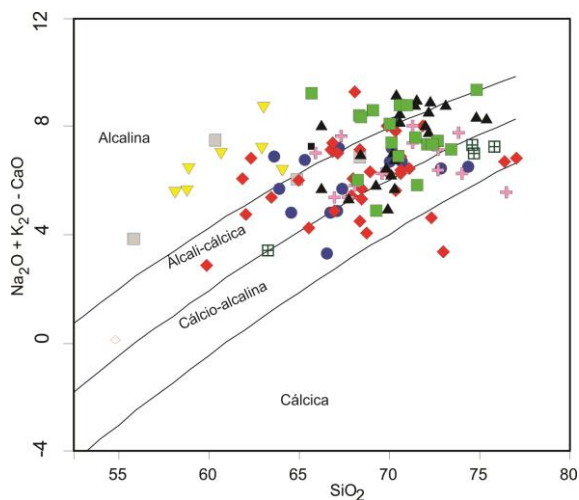
Fonte: Frost et al., 2001.

Figura 82 - Diagrama K_2O vs. SiO_2 , campos conforme a fonte.



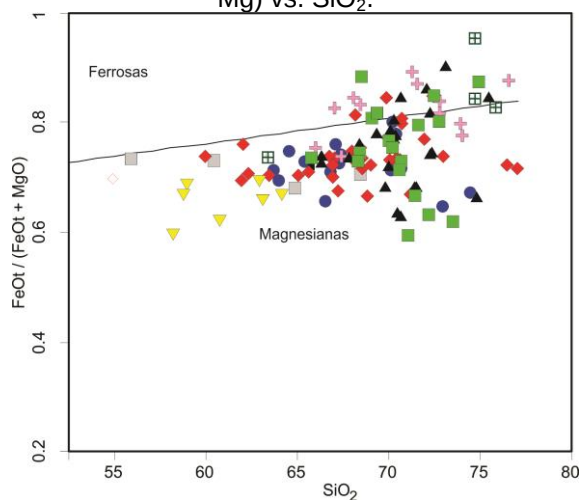
Fonte: Peccerillo & Taylor, 1976.

Figura 83 - Diagrama de classificação (MALI) vs SiO_2 (Índice alcalino-cálcico modificado).



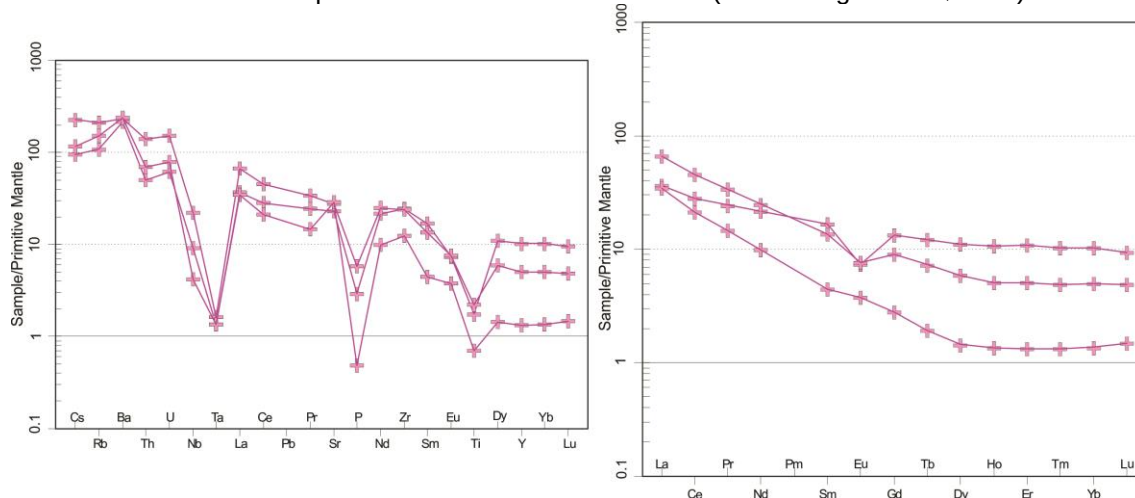
Fonte: Frost et al., 2001.

Figura 84 - Diagrama de Variação composicional dos granitóides $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{Mg})$ vs. SiO_2 .



Fonte: Frost et al., 2001.

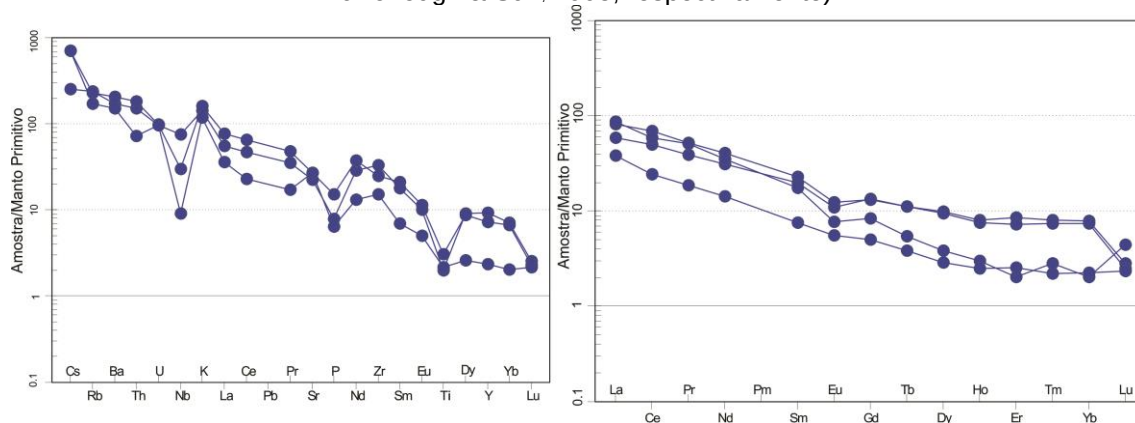
Manto Primitivo para as rochas do embasamento (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

Os padrões de ETRP para PPC são distintos, mas tem em comum leves anomalias negativas de Eu. Os granitos do PPC apresentam um enriquecimento acima de 50 vezes de ETR leves em relação ao manto primitivo (Figura 87). As razões $(La/Yb)_N$ apresentam valores de 7,47 a 42,88, um alto fracionamento entre ETR leves e ETR pesados e Eu/Eu^* de 0,64 a 0,89. A soma dos elementos terras raras total varia de 99 a 267 ppm. As rochas do PPC apresentam anomalia negativa de Nb, P e Ti e mostra um relativo enriquecimento em LILE (Rb, Ba, Th e K).

Figura 87 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Poço da Cacimba (Sun & McDonough, 1989 e McDonough & Sun, 1995, respectivamente).

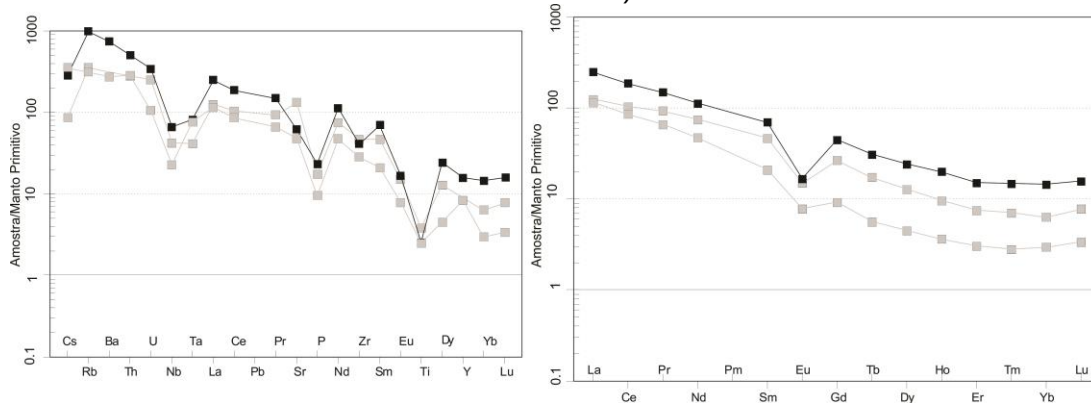


Fonte: A Autora, 2019.

As rochas do PML e o dique sienítico mostram padrões de ETR similares, mais enriquecidos em ETR leves em relação aos ETR pesados e apresentam anomalias negativas de Eu. As razões $(La/Yb)_N$ para o PPC variam de 19,91-39,37 e para o dique sienítico é de 17,19, sendo o dique mais enriquecido cerca de 120 vezes em

relação ao manto primitivo e aproximadamente 20 vezes a mais que as rochas do PPC. O total de elementos terras raras para o PML varia de 316-430 ppm, enquanto para o dique sienítico é de 747 ppm. A distribuição de elementos traços do PML é caracterizada por depressões de Nb, Ta, P e Ti semelhantes ao dique. O dique sienítico mostra um acentuado enriquecimento em Rb (além dos outros incompatíveis tais como Cs, Ba, Th) e uma leve anomalia de Zr (Figura 88).

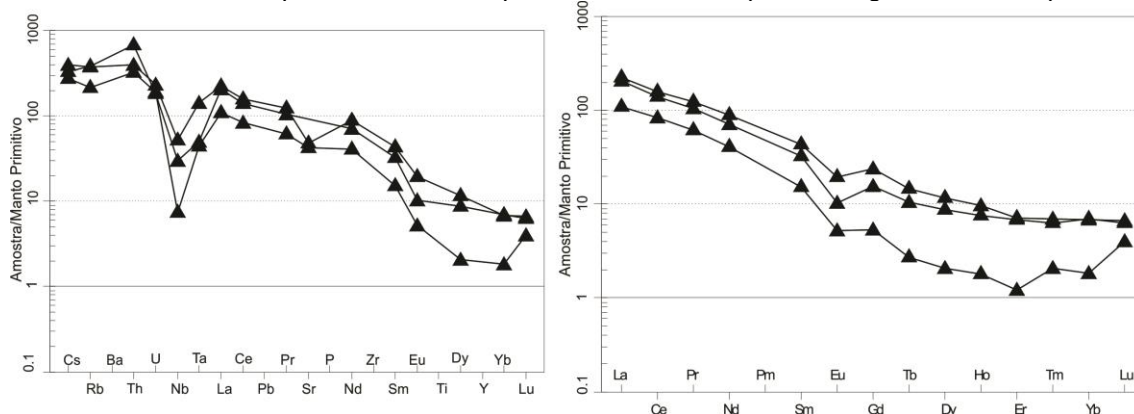
Figura 88 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Minador do Lúcio e dique sienítico (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

O plúton Cacimbinhas apresenta razão $(La/Yb)_N$ de 29,20 - 60,57 indicando um fraco a moderado fracionamento entre os ETR. Uma das amostras analisadas mostra um padrão distinto das demais e apresenta um padrão irregular nos ETR pesados. Todas as amostras analisadas mostram leve anomalia negativa de Eu (0,46-0,61). São enriquecidas em ETR leves na ordem de 100 vezes semelhantes as do PML. A soma dos ETR total varia de 291-606 ppm, sendo o PCC a unidade mais enriquecida nestes elementos. As rochas apresentam anomalia negativa em Nb, Ta e anomalia positiva em Ba (Figura 89).

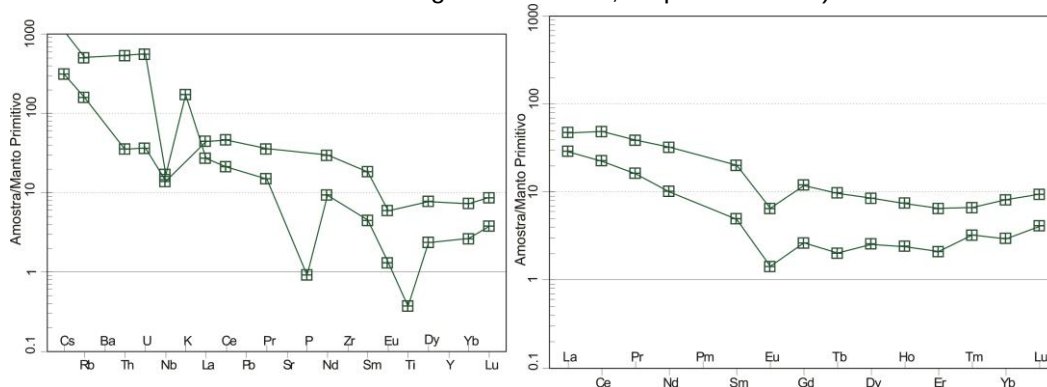
Figura 89 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Cacimbinhas (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

O plúton Minador do Negrão é a unidade que mostra o menor enriquecimento em ETR leves sendo da ordem de 50-30 vezes. As razões $(La/Yb)_N$ são de 5,80 e 9,74 e indicam um leve enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados. Ambas as rochas analisadas apresentam anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,41$). A soma dos ETR total é de 82 ppm e 193 ppm. As rochas apresentam anomalia negativa em Nb, P e Ti (Figura 90).

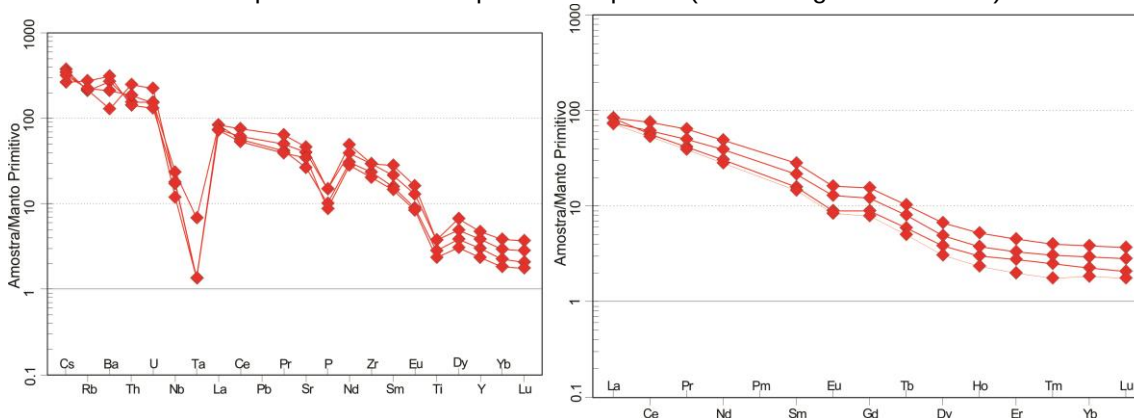
Figura 90 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do manto Primitivo para as rochas do plúton Minador do Negrão (Sun & McDonough, 1989, McDonough & Sun, 1995; respectivamente).



Fonte: A Autora, 2019.

O plúton Tanquinho apresenta um padrão bem homogêneo tanto para ETR quanto para elementos traços. As rochas do PTQ apresentam um enriquecimento de ETR leves da ordem de 100 vezes e para os ETR pesados o enriquecimento é da ordem de 2-5 vezes. Observa-se uma leve anomalia negativa de Eu (0,76-0,80) e um moderado fracionamento entre ETR leves e pesados indicado pela razão $(La/Yb)_N$ de 21,66 a 40,24. Estas rochas são caracterizadas por depressões em Nb, Ta, P e Ti (Figura 91).

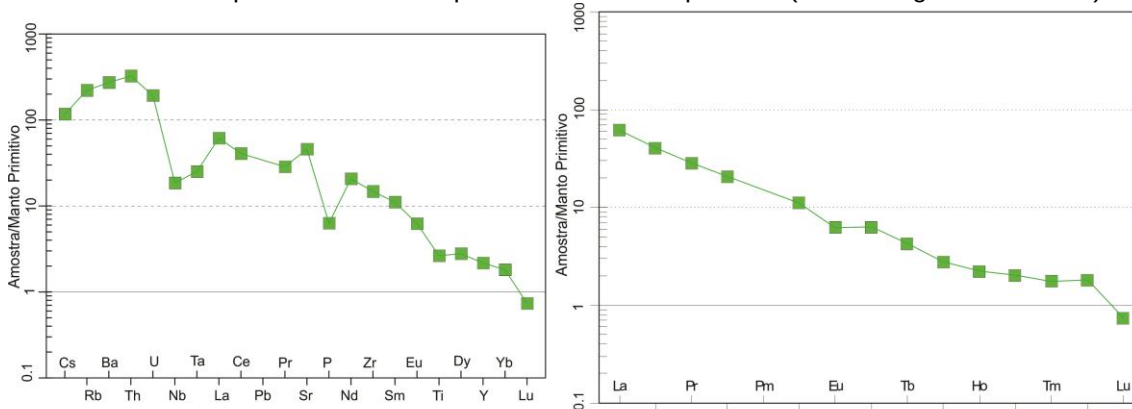
Figura 91 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Tanquinho (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

O plúton Santana do Ipanema apresenta um padrão de ETR com leve enriquecimento ETR leves em relação aos ETR pesados. Observa-se uma leve anomalia negativa de Eu (0,75) e um moderado fracionamento entre ETR leves e pesados indicado pela razão $(La/Yb)_N$ de 33,94. Estas rochas são caracterizadas por depressões em Nb, Ta, P e Ti (Figura 92).

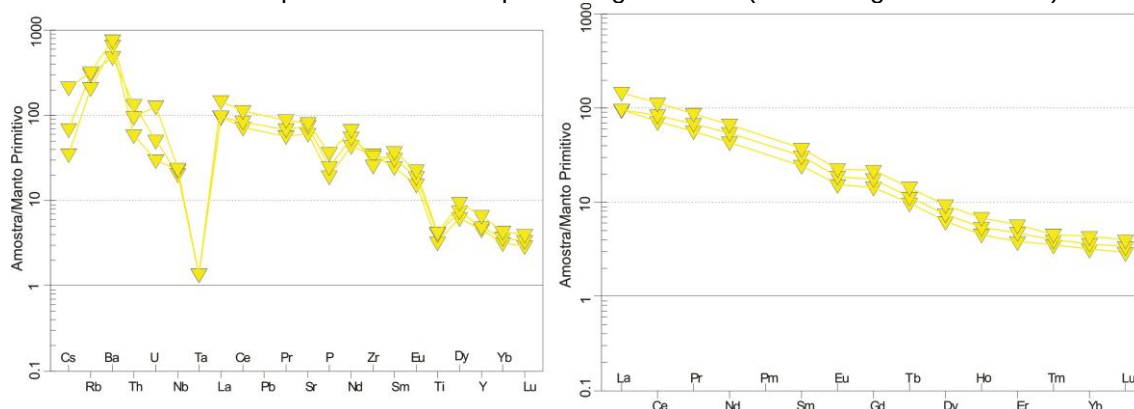
Figura 92 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Santana do Ipanema (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

O plúton Lagoa do Boi apresenta um padrão bem homogêneo tanto para ETR quanto para elementos traços. As rochas do PLB apresentam um enriquecimento de ETR leves da ordem de 100 vezes e para os ETR pesados o enriquecimento é da ordem de 3-5 vezes. Observa-se uma leve anomalia negativa de Eu (0,79-0,82) e um moderado fracionamento entre ETR leves e pesados indicado pela razão $(La/Yb)_N$ de 26,88 a 34,00. Estas rochas são caracterizadas por depressões em Ta, P e Ti (Figura 91).

Figura 93 - Padrões de elementos traços e ETR normalizados em relação aos valores do Manto Primitivo para as rochas do plúton Lagoa do Boi (McDonough & Sun, 1995).



Fonte: A Autora, 2019.

6 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

A obtenção dos parâmetros de cristalização e solidificação, tais como: temperatura, pressão, fugacidade de oxigênio entre outros; constituem informações primordiais para o entendimento da história de origem e evolução da rocha.

6.1 GEOBAROMETRIA

Hammarstron & Zen (1986) em seus estudos iniciais propuseram um barômetro empírico para estimar a pressão de cristalização de plútons cálcio-alcálinos baseado no teor de alumínio em hornblenda $[(P \pm 3 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03Al_T]$ e Hollister et al. (1987) reduziu o erro de $\pm 3 \text{ kbar}$ para $\pm 1 \text{ kbar}$ em plútons que solidificaram no intervalo de 2 a 8 Kbar. Posteriormente diversos pesquisadores calibraram experimentalmente a relação empírica que correlaciona o alumínio em hornblenda com a pressão de cristalização e alargaram o intervalo de aplicação do método para 2,5 a 13 Kbar (Johnson & Rutherford 1989; Schmidt, 1992). Este geobarômetro pode ser aplicado em rochas que possuam a assembleia mineral composta de plagioclásio + feldspato-K + quartzo + hornblenda + biotita + titanita + magnetita $\pm$ ilmenita + melt + H₂O (ex: Hammarstron & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson & Rutherford, 1989b; Schmidt, 1992; Rutherford & Johnson, 1992; Anderson & Smith, 1995; Anderson, 1996). O barômetro é sensível as variações de fugacidade de oxigênio e temperatura, e Anderson & Smith (1995) propuseram uma expressão para a pressão de Al em hornblenda que incorpora as temperaturas do termômetro hornblenda-plagioclásio de Holland & Blundy (1994) e que usa os dados experimentais de Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992). A equação resultante encontrada é $P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76Al - 3,01 - \{[T (^{\circ}C) - 675]/85\} \times \{0,530Al + 0,005294 [T (^{\circ}C) - 675]\}$ que pode ser usada para temperaturas menores que 800°C. Ao aplicar para o plúton Poço da Cacimba a pressão varia de 4,47 a 6,77 Kbar ($An > 15$), e para o plúton Tanquinho ($An > 14$) a pressão de cristalização é mais baixa variando de 4,1 a 4,53 Kbar (Figura 94). Os valores de $Fe_T/(Fe_T + Mg)$ estão dentro do intervalo de calibração (0,4 a 0,65), enquanto que os valores de An estão fora do intervalo recomendado ($An = 25-35$) o que pode causar a diminuição do Alumínio da hornblenda e consequentemente da pressão (i.e., valores de pressão

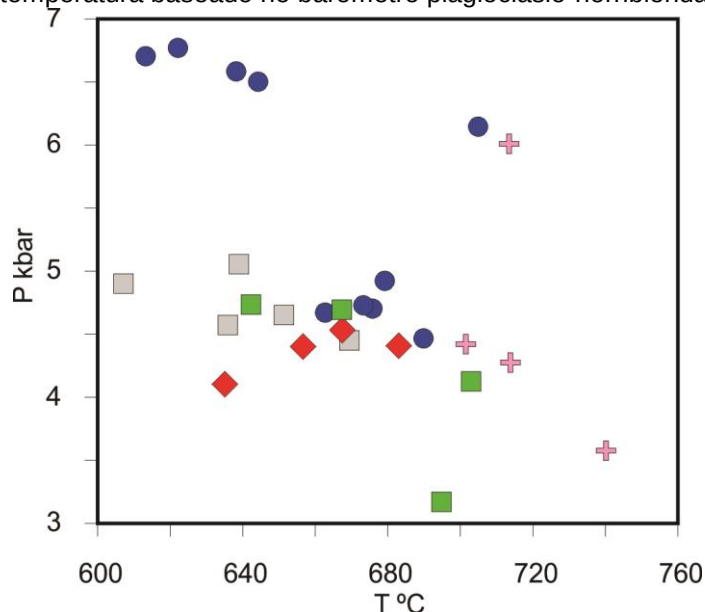
calculados são máximos). Para o dique que corta o plúton Minador do Lúcio foi obtida a pressão de cristalização de acordo com a calibração de Schmidt (1992) [$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76Al_T$] e a pressão de solidificação varia de 4,45 a 5,06 [$Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) = 0,25-0,34$], no entanto as temperaturas estão levemente abaixo do intervalo de calibração. Os valores de pressão calculados por Schmidt (1992) e Anderson & Smith (1995) são apresentados nas tabelas do apêndice 1 e estão dentro do erro de calibração (i.e., $\pm 0,6$). Epidoto magmático constitui-se outro barômetro independente, sua ocorrência está limitada a pressão mínima $> 5 \text{ kbar}$ para tonalitos e granodioritos (Zen & Hammarstron, 1984; Ferreira et al., 2003; Schmidt & Poli, 2004) e de 3 a 4 kbar para granitos (Vyhnal et al., 1991). A presença deste mineral no embasamento e nos plútons Tanquinho e Minador do Negrão concordam com os valores calculados pelo par plagioclásio-anfibólio e estão dentro dos valores mínimos de pressão de estabilidade de epidoto magmático (3 a 7 Kbar; Schmidt & Poli, 2004).

6.2 TEMPERATURA DO *SOLIDUS*

Blundy & Holland (1990) inicialmente propuseram um termômetro baseado na assembleia de hornblenda-plagioclásio de rochas saturadas em sílica com incertezas da ordem de $\pm 75 \text{ }^\circ\text{C}$ que pode ser usada para temperaturas na extensão de 500 a 1000 $^\circ\text{C}$. Posteriormente Holland & Blundy (1994) estenderam a formulação para englobar mais paragênese (incluindo rochas sub-saturadas em sílica). A calibração baseada no equilíbrio Edenita + Albita = Richterita + Anortita que corresponde a reação B (Holland & Blundy, 1994; daqui em diante: H&B₂, 1994) é a que apresenta os melhores valores (mais baixos) e que podem ser precisamente reproduzidos por outros métodos (Anderson 1996; Bachmann & Dungan, 2002; Molina et al., 2015). Este geotermômetro funciona adequadamente na extensão de 400–1000 $^\circ\text{C}$ e para uma ampla variedade de rochas solidificadas a pressões de 1 a 15 Kbar com erros no intervalo de $\pm 35-40 \text{ }^\circ\text{C}$. Os valores de temperatura de solidificação (H&B₂, 1994) para os plútons Poço da Cacimba e Tanquinho variam respectivamente de 613 a 705 $^\circ\text{C}$ e 635 a 683 $^\circ\text{C}$, respectivamente. Infelizmente não foram analisados feldspatos do dique, entretanto os valores de Ti em hornblenda foram utilizados para calcular a temperatura de solidificação do dique intrusivo no

plúton Minador do Lúcio. Baseado na formulação proposta por Otten (1984) que pode ser aplicada para hornblenda magmática e toma por base a presença de ilmenita (i.e., Ti suficiente disponível) e fO_2 próxima ao tampão QFM (no caso do dique a fO_2 é um pouco mais elevada). Aplicando o termômetro para as amostras deste encontramos valores variando de 607 a 669 °C (Figura 94).

Figura 94 - Diagrama T(°) vs P(Kbar). Dados obtidos a partir de cálculos de pressão e temperatura baseado no barômetro plagioclásio-hornblenda.



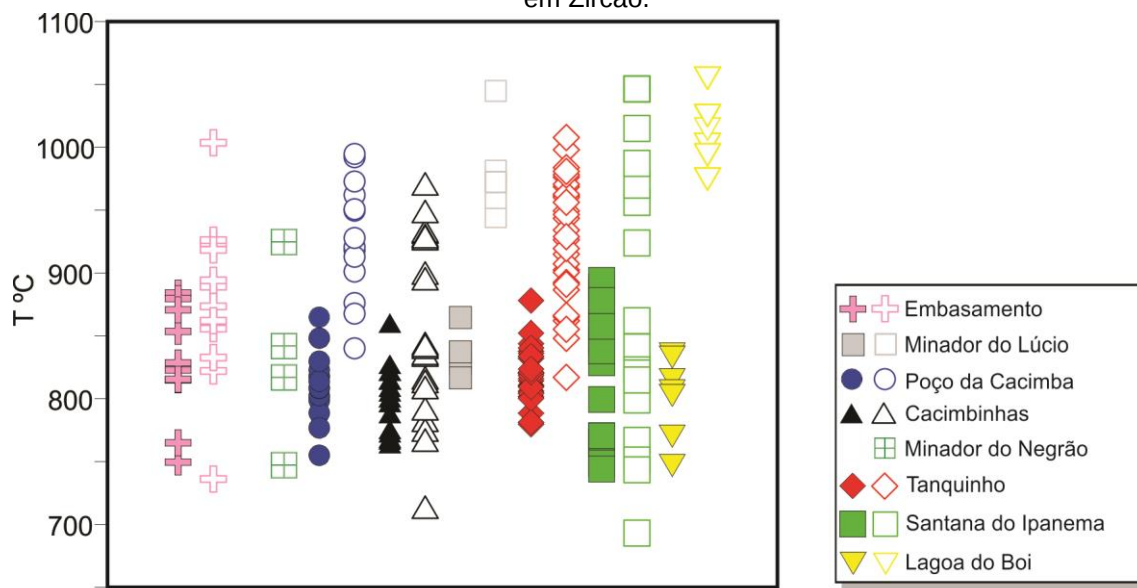
Fonte: A Autora, 2019.

6.3 TEMPERATURA DO LIQUIDUS

Watson & Harrison (1983) determinaram o comportamento de saturação do zircão em função da temperatura e da composição. Os resultados fornecem um modelo de solubilidade de zircão dado por: $\ln D_{Zr}^{zircon/melt} = (-3.80 - [0.85 (M - 1) 1] + 12900/T$, onde o parâmetro $M = [(Na + K + 2Ca)/(Al*Si)]$. Este método tem sido amplamente utilizado e constitui-se em uma estimativa da temperatura do liquidus (Watson, 1987; Hanchar & Watson, 2003; Miller et al., 2003; Anderson et al., 2008; entre outros). Para a aplicação deste modelo é necessário que o zircão tenha sido um dos primeiros cristais a cristalizar e que não tenha sido uma fase cumulática ou herdado da região fonte ou encaixantes. As temperaturas calculadas para o ortognaisse do embasamento variam de 750 a 884 °C (média = 830 °C). Para os plútons Poço da Cacimba, Minador do Lúcio, Tanquinho e Cacimbinhas foram obtidas temperaturas variando de 755 a 864 °C (média = 810 °C), 810 a 851 °C (média = 825 °C), 780 a 878 °C (média = 817 °C) e 740 a 860 °C (média = 792 °C), respectivamente. Apenas

foram consideradas as temperaturas em que o parâmetro M estava dentro da extensão da calibração experimental do método (1,3 a 1,9; Watson & Harrison, 1983; Miller et al., 2003). As temperaturas de saturação de zircão para as rochas estudadas são superiores a 800 °C e sugerem que essas rochas são granitos “tipo I” de alta temperatura (Miller et al., 2003; Chappell et al., 2004) tendo em vista que a geração de granitos tipo I requer temperaturas substancialmente mais altas do que aquelas para produzir granitos “tipo S” (≤ 700 °C) (ex: Watson & Harrison, 1983). Green & Watson (1982) e Harrison & Watson (1984) demonstraram que existe uma estreita dependência entre a saturação de apatita e o conteúdo de sílica do magma, que é dependente da temperatura. Este modelo pode ser usado para rochas com sílica entre 45% e 75% e 0 a 10% de água, e para o intervalo de pressões esperadas na crosta (até 25 Kbar; Green & Adam, 2002), e qualquer efeito de ferro ou estado de oxidação não desempenha papel significativo na saturação de fosfato (Tollari et al., 2006). As composições das rochas estudadas estão dentro da faixa de calibração estipulada. Para o ortognaisse, as temperaturas de saturação de apatita variam de 822 a 1004 °C (média = 891 °C). Quando aplicado para os plútons Poço da Cacimba, Minador do Lúcio, Minador do Negrão, Tanquinho e Cacimbinhas foram obtidas temperaturas variando de 840 a 995 °C (média = 928 °C), 944 a 1044 °C (média = 986 °C), 817 a 924 °C (média = 861 °C), 817 a 1008 °C (média = 929 °C) e 767 a 949 °C (média = 862 °C), respectivamente (Figuras 95 e 96). Apatita é uma fase inicial em relação ao zircão na sequência de cristalização e apatita exhibe temperaturas de saturação mais elevadas (ex: Anderson et al., 2008).

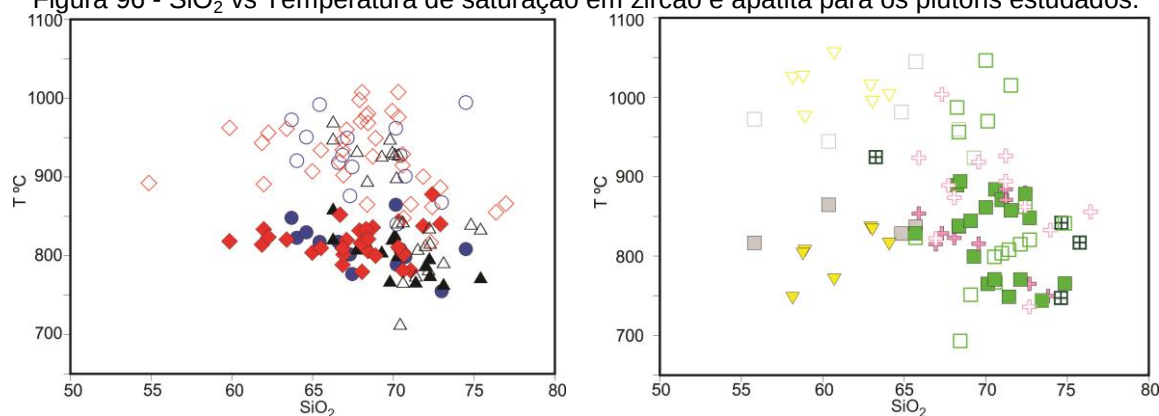
Figura 95 - Diagrama T(temperatura) vs plúton. Símbolos preenchidos: temperatura saturação em Zircão.



Fonte: A Autora, 2019.

Símbolos vazados: temperatura de saturação em Apatita. $T_{Ap} = \{[8400 + 26400(\text{SiO}_2 - 0.5)] / [\ln(42/\text{P}_2\text{O}_5) + 3.1 + 12.4(\text{SiO}_2 - 0.5)] - 273.15\}$ (Harrison and Watson, 1984); $T_{Zr} = \{(12900) / [\ln(497644/\text{Zr}) + 3.8 + 0.85(\text{M} - 1)] - 273.15\}$ (Watson and Harrison, 1983). Obs: para o plúton Lagoa do Boi os valores de M $[100(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / \text{Al.Si}]$ estão fora do intervalo de calibração.

Figura 96 - SiO_2 vs Temperatura de saturação em zircão e apatita para os plútons estudados.



Fonte: A Autora, 2019.

6.4 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

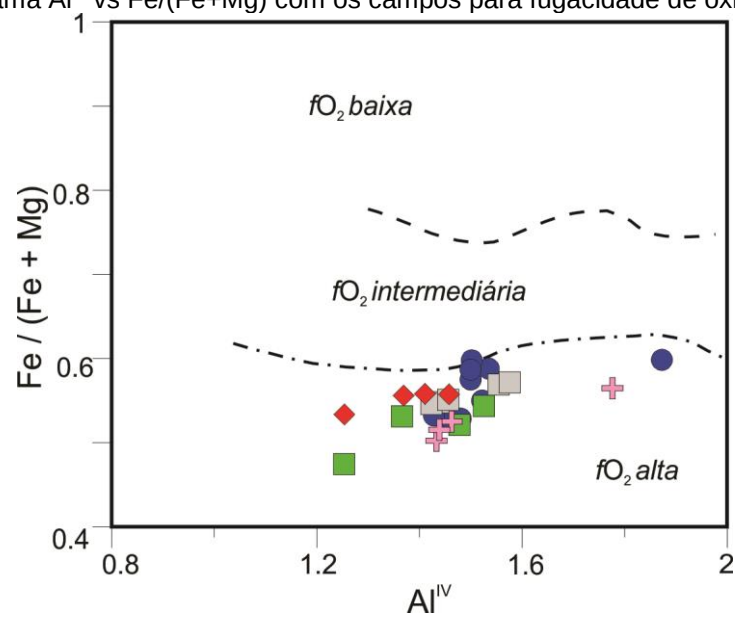
As fugacidades de água e oxigênio exercem um importante controle na química de minerais máficos silicáticos (Wones 1989; Anderson & Smith, 1995; Anderson, 1996). A $f\text{O}_2$ é um parâmetro difícil de estimar em rochas silicáticas, especialmente aquelas que contêm apenas um mineral de óxido de Fe-Ti (Wones 1989), no entanto, a presença da assembleia mineral titanita + magnetita + quartzo $\pm$ anfibólio com intermediária/alta razão Mg # $[(\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}))_{\text{em anfibólio}}]$ (como encontrada nos plútons estudados) tem sido considerada como sugestiva de $f\text{O}_2$ relativamente alto

em magmas siliciosos (Enami et al., 1993; Wones, 1989). Com base no reconhecimento desta assembleia mineral primária, ele propôs uma equação que envolve os parâmetros intensivos temperatura (em Kelvins) e a pressão (em bars) $[\log fO_2 = - 30930 / T + 14,98 + 0,142 (P - 1) / T]$ para estimar a fO_2 relativa. Assim, para os plútons Poço da Cacimba (PC), Minador do Lúcio (ML) e Tanquinho (TQ) os valores de $\log fO_2$ calculados são respectivamente de $- 18,8$ a $- 15,8$, $- 20,0$ a $- 17,7$ e $- 18,9$ a $- 17,2$. Anderson & Smith (1995) sugeriram que as razões Fe # de anfibólio ($Fe_{Amp} / (Fe_{Amp} + Mg_{Amp})$) para os estudos de barometria devem estar na faixa de 0,40 a 0,65 (anfíbólios ricos em Mg) e para os plútons estudados os valores variam dentro desta faixa, consistente com a fugacidade de oxigênio moderada a alta (Figura 97). A proporção Fe# $[Fe / (Fe + Mg)]$ de rocha total varia independentemente da razão de Fe# de anfibólio e biotita, e com o aumento de fO_2 , a relação Fe # destes minerais diminui notavelmente (Anderson & Smith, 1995; Anderson et al., 2008). Anderson et al. (2008) observaram que a proporção de biotita $Fe / (Fe + Mg)$ dos granitos de ilmenita e magnetita do supercontinente Laurentia não mostram relação com a composição de rocha total, mas reflete controle de parâmetros intensivos. Estes autores estimaram a fO_2 aproximada em relação ao tampão quartzo-fayalita-magnetita (ΔQFM) como função dos Fe# $[Fe / (Fe + Mg)]$ para biotita, ilmenita e magnetita dos granitos do Laurentia. Para os plútons estudados os valores variam na estreita faixa de 0,41 a 0,57 que resultam em $\Delta QFM > + 1,1$ e $< + 2,5$, similares aos valores calculados por Campos et al. (2016) para granitos dos domínios São José do Campestre e Rio Piranhas-Seridó, na província de Borborema, onde biotita coexiste com anfibólio cristalizado a condições de fO_2 moderadas a altas. Para o plúton Tanquinho a presença de epidoto magmático e os conteúdos de pistacita (Ps29 a Ps34) também apontam para condições relativamente oxidantes definidas entre os tampões NNO^8 e HM^9 (Liou, 1973; Sial et al., 1999, 2008; Sial & Ferreira, 2016).

⁸ Niquel-óxido de níquel.

⁹ Hematita-Magnetita.

Figura 97 - Diagrama Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$ com os campos para fugacidade de oxigênio em anfibólio.



Fonte: Anderson & Smith, 1995.

7 GEOCRONOLOGIA U–PB EM ZIRCÃO - SHRIMP

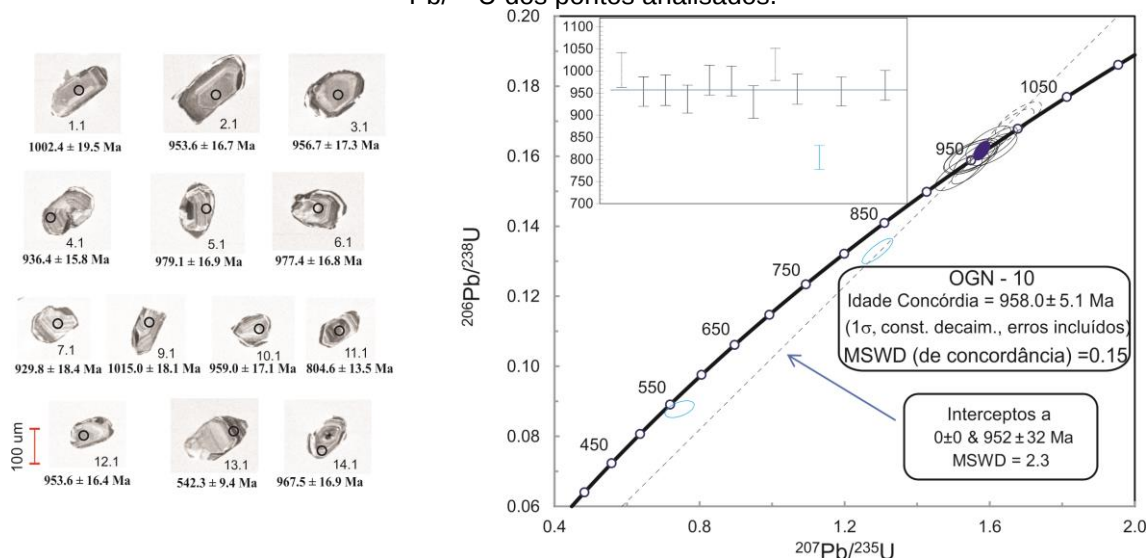
O método U-Pb em zircão é a mais robusta ferramenta geocronológica. O zircão, através de suas características isotópicas e ampla ocorrência em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, é o principal acesso a história mais remota da crosta terrestre.

7.1 EMBASAMENTO (ORTOGNAISSE GRANÍTICO)

Os grãos de zircão analisados são constituídos de cristais amarelos a róseos. Os principais grãos das amostras analisadas apresentam-se como cristais subeudrais por vezes corroídos. Os grãos de zircão de maneira geral compreendem uma população de grãos curtos a levemente alongados e apresentam terminações bipiramidais irregulares típicas de crescimento magmático, com razão de comprimento variando de 1:1 a um pouco maiores que 2:1, com comprimento estendendo-se de 100 μm até 210 μm . Imagens obtidas em microscópio eletrônico de varredura e catodo luminescência revelam que a principal característica é o zoneamento de crescimento magmático. Os cristais de zircão exibem um zoneamento oscilatório magmático de dois tipos de sobrecrecimento, um de alta luminescência (baixo U) em geral no centro do grão e outro de baixa luminescência nas bordas (alto U e Th).

Treze grãos de zircão foram analisados, totalizando 13 pontos. Onze grãos agrupam-se na concórdia dando uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ média ponderada aparente de $958 \pm 5,1$ Ma com MSWD (Mean Square Weighted Deviation) de 0,15, esta idade é interpretada como a de cristalização e corresponde a idade de alojamento do Ortognaisse granítico. Foram analisados oito pontos no centro e 5 pontos na borda. Uma discórdia de 952 ± 32 Ma foi obtida com intercepto inferior forçando para origem (Figura 98; Tabela 3). Estes grãos mostram razão Th/U estendendo-se de 0,16 a 0,74 típicos de zircão magmático. A análise de dois grãos de zircão revelaram idades um pouco mais velhas ($1002,4 \pm 19,5$ Ma e $1015,0 \pm 18,1$ Ma). As idades mais jovens são interpretadas como perda de chumbo.

Figura 98 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do Ortognaisse granítico. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 3 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do Ortognaisse granítico - Embasamento.

Ponto Analisado	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Erro corr
1.1	0,00	176	104	0,61	25,4	1002,4 ±19,5	971 ±30	-3	0,07147	1,474	1,66	0,819
2.1	0,24	149	83	0,57	20,5	953,6 ±16,7	939 ±52	-2	0,07037	2,538	1,55	0,596
3.1	0,31	140	87	0,64	19,2	956,7 ±17,3	933 ±50	-3	0,07015	2,43	1,55	0,623
4.1	0,13	251	111	0,46	33,7	936,4 ±15,8	979 ±26	5	0,07177	1,281	1,55	0,816
5.1	0,15	169	94	0,57	23,9	979,1 ±16,9	945 ±36	-3	0,07057	1,762	1,60	0,725
6.1	0,00	182	90	0,51	25,6	977,4 ±16,8	978 ±30	0	0,07171	1,448	1,62	0,787
7.1	0,10	140	60	0,45	18,6	929,8 ±18,4	952 ±39	2	0,07080	1,881	1,51	0,749
9.1	0,00	146	59	0,42	21,4	1015,0 ±18,1	969 ±33	-4	0,07142	1,599	1,68	0,77
10.1	0,22	124	43	0,36	17,2	959,0 ±17,1	941 ±45	-2	0,07043	2,197	1,56	0,658
11.1	0,08	344	247	0,74	39,4	804,6 ±13,5	940 ±25	17	0,07041	1,222	1,29	0,825
12.1	0,14	184	109	0,61	25,3	953,6 ±16,4	954 ±31	0	0,07089	1,53	1,56	0,771
13.1	0,37	392	60	0,16	29,7	542,3 ±9,4	659 ±66	22	0,06156	3,08	0,74	0,504
14.1	0,17	169	86	0,52	23,6	967,5 ±16,9	990 ±38	2	0,07215	1,863	1,61	0,71

Erros em 1-sigma; Pb_c e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

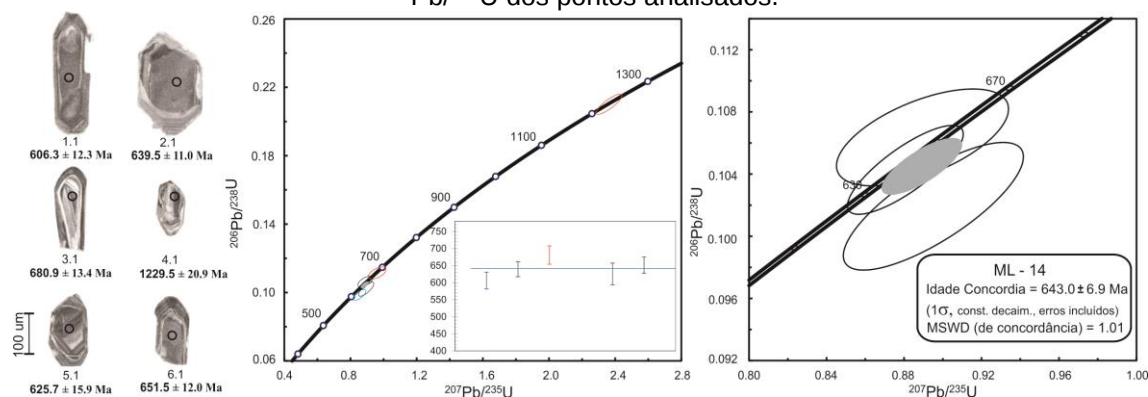
Fonte: A Autora, 2019.

7.2 PLÚTON MINADOR DO LÚCIO

Os grãos de zircão separados do plúton Minador do Lúcio apresentam uma população de grãos prismáticos subédricos, variando de 150 μm a 300 μm de comprimento, caracterizados por zoneamento magmático oscilatório, em geral os cristais não apresentam inclusões.

Seis grãos de zircão foram analisados, totalizando 6 pontos (Figura 99; Tabela 4). Cinco grãos plotam próximo a concórdia dando uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ média ponderada aparente de $643 \pm 6,9$ Ma com MSWD de 1,01. Estes grãos mostram alta razão Th/U variando de 0,83 a 1,36 típicas de zircão magmático. Um núcleo de zircão datado exibiu uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1229,5 \pm 20,9$ Ma.

Figura 99 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Minador do Lúcio. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 4 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Minador do Lúcio

Ponto Analisado	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Erro corr
1.1	-0,18	225	282	1,29	19,1	606,3 ±12,3	703 ±46	16	0,0628	2,2	0,85	3,0	0,0986	2,1	0,702
2.1	-0,19	379	431	1,18	33,9	639,5 ±11,0	648 ±28	1	0,0613	1,3	0,88	2,2	0,1043	1,8	0,807
3.1	-0,13	111	106	0,99	10,6	680,9 ±13,4	695 ±64	2	0,0626	3,0	0,96	3,6	0,1114	2,1	0,570
4.1	-0,01	184	148	0,83	33,2	1229,5 ±20,9	1235 ±23	0	0,0816	1,2	2,36	2,2	0,2101	1,9	0,850
5.1	0,00	156	206	1,36	13,7	625,7 ±15,9	731 ±46	17	0,0637	2,2	0,90	3,4	0,1019	2,7	0,776
6.1	0,28	158	133	0,87	14,5	651,5 ±12,0	627 ±58	-4	0,0607	2,7	0,89	3,3	0,1063	1,9	0,586

Fonte: A Autora, 2019.

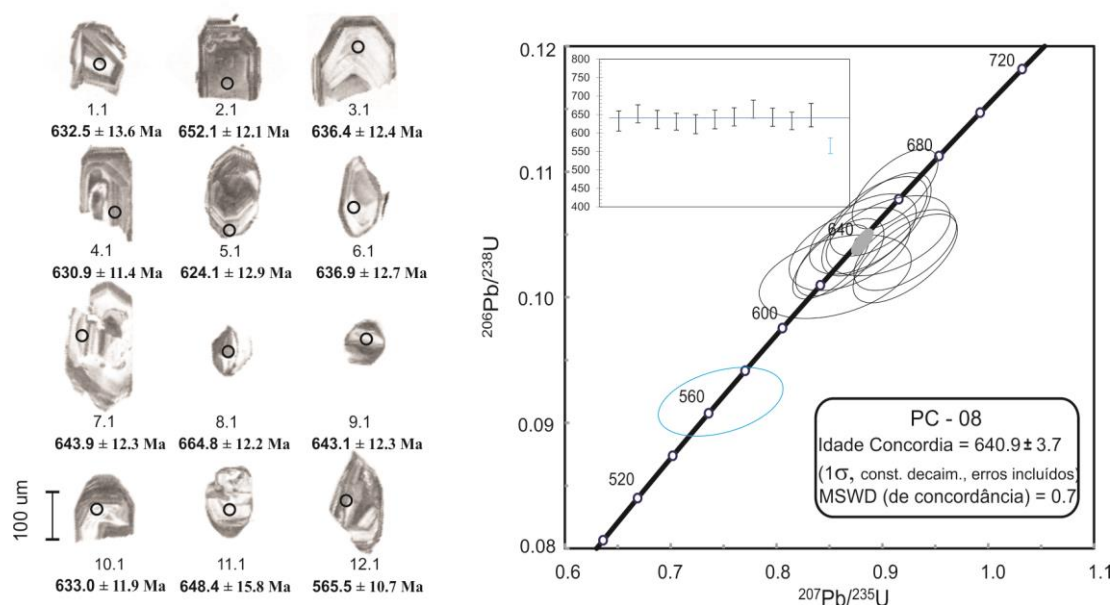
Erros em 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente.. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

7.3 PLÚTON POÇO DA CACIMBA

Foram selecionados cristais de zircão prismáticos com arestas arredondadas, normalmente translúcidos e incolores, mas que apresentavam inclusões e algumas fraturas. Os cristais apresentam um zoneamento magmático pouco definido. Os grãos apresentam tamanhos diversos com inclusões fragmento de cristais e alguns não mostram terminações bipiramidais definidas.

Doze grãos de zircão foram analisados, totalizando 12 pontos (Figura 100; Tabela 5). 7 pontos na borda e 5 no centro. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida na concórdia foi de $640,9 \pm 3,7$ Ma com MSWD de 0,70. Estes grãos apresentam razões Th/U variando de 0,63 a 2,35 típicas de zircão magmático. O ponto 12.1 foi excluído devido a presença de alto ^{204}Pb , que é o isótopo de chumbo comum. Então junto com o ^{204}Pb haverá outros isótopos de Pb comum (206, 207 e 208) misturados com o Pb radiogênico. Em geral o chumbo comum entra através de uma fratura ou em zircão metamitizado.

Figura 100 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Poço da Cacimba. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 5 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Poço da Cacimba

Ponto Analiaado	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U	$\pm\%$	Erro corr
1.1	0,00	119	184	1,60	10,5	632,5 $\pm$ 13,6	769 $\pm$ 57	22	0,0648	2,7	0,92	3,5	0,1031	2,3	0,641
2.1	0,15	130	197	1,56	11,9	652,1 $\pm$ 12,1	642 $\pm$ 59	-2	0,0611	2,7	0,90	3,4	0,1065	2,0	0,580
3.1	0,00	93	145	1,61	8,3	636,4 $\pm$ 12,4	755 $\pm$ 59	19	0,0644	2,8	0,92	3,5	0,1038	2,0	0,589
4.1	0,16	237	329	1,44	21,0	630,9 $\pm$ 11,4	606 $\pm$ 45	-4	0,0601	2,1	0,85	2,8	0,1028	1,9	0,672
5.1	0,64	138	273	2,04	12,1	624,1 $\pm$ 12,9	641 $\pm$ 110	3	0,0610	5,1	0,86	5,5	0,1016	2,2	0,391
6.1	0,25	85	131	1,60	7,6	636,9 $\pm$ 12,7	629 $\pm$ 82	-1	0,0607	3,8	0,87	4,3	0,1038	2,1	0,483
7.1	0,33	109	197	1,88	9,8	643,9 $\pm$ 12,3	635 $\pm$ 69	-1	0,0609	3,2	0,88	3,8	0,1050	2,0	0,532
8.1	0,00	150	92	0,63	14,0	664,8 $\pm$ 12,2	635 $\pm$ 47	-4	0,0609	2,2	0,91	2,9	0,1086	1,9	0,659
9.1	0,54	112	254	2,35	10,1	643,1 $\pm$ 12,3	695 $\pm$ 80	8	0,0626	3,8	0,91	4,3	0,1049	2,0	0,470
10.1	0,00	130	111	0,88	11,5	633,0 $\pm$ 11,9	619 $\pm$ 54	-2	0,0604	2,5	0,86	3,2	0,1032	2,0	0,616
11.1	0,00	94	146	1,60	8,6	648,4 $\pm$ 15,8	650 $\pm$ 61	0	0,0613	2,8	0,89	3,8	0,1058	2,6	0,673
12.1	0,56	143	144	1,04	11,4	565,5 $\pm$ 10,7	571 $\pm$ 105	1	0,0591	4,8	0,75	5,2	0,0917	2,0	0,378

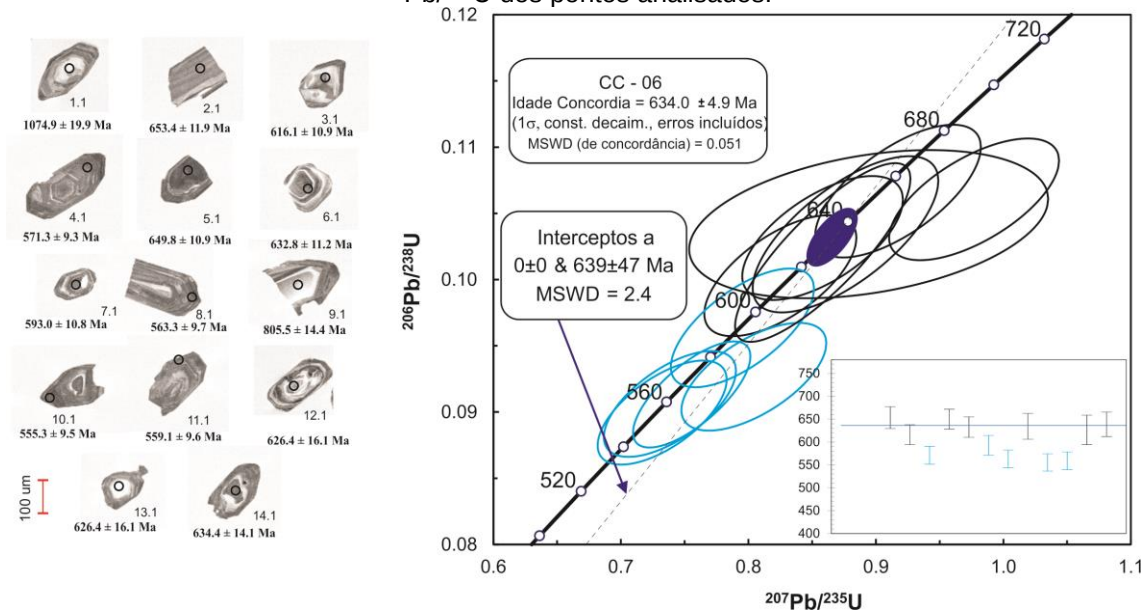
Erros em 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

7.4 PLÚTON CACIMBINHAS

Foram selecionados cristais de zircão prismáticos variando de 100 μm a 300 μm , por vezes fragmentados, tanto com arestas arredondadas com bi-terminações definidas em alguns grãos, estes normalmente são translúcidos e incolores, mas apresentam inclusões e algumas fraturas. Os cristais apresentam um zoneamento magmático aparente.

Foram analisados 15 pontos em diferentes cristais de zircão. A maioria dos pontos analisados plotam próximos à curva Concórdia, com apenas um mais antigo (ponto 1.1), mostrando idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $1074,9 \pm 19,9\text{Ma}$ provavelmente grão herdado. Sete dos pontos analisados definem uma idade Concórdia de $634 \pm 4,9\text{ Ma}$ para a cristalização do plúton Cacimbinhas ($\text{MSWD}=0,051$). Uma idade de $639 \pm 47\text{ Ma}$, com o intercepto inferior forçado a origem, foi relacionada à época de formação/cristalização da rocha (Figura 101; Tabela 6). Os cristais mais jovens com uma leve discordância são interpretados como perda recente de chumbo como nos casos anteriores. Estes grãos apresentam razões Th/U variando de 0,35 a 2,06 típicas de zircão magmático.

Figura 101 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Cacimbinhas. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 6 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Cacimbinhas

Ponto Analisado	% ²⁰⁶ Pb _c	U ppm	Th ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* ppm	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Erro		
								Dis							corr		
1.1	0,42	81	74	0,95	12,6	1074,9	±19,9	1102	±48	3	0,0763	2,402	1,91	3,143	0,1815	2,012	0,64
2.1	0,00	146	291	2,06	13,3	653,4	±11,9	687	±46	5	0,0624	2,164	0,92	2,893	0,1067	1,919	0,664
3.1	0,04	198	350	1,83	17,1	616,1	±10,9	591	±50	-4	0,0597	2,293	0,83	2,953	0,1003	1,861	0,63
4.1	-0,26	346	197	0,59	27,5	571,3	±9,8	707	±48	24	0,0630	2,257	0,80	2,886	0,0927	1,793	0,622
5.1	0,37	519	393	0,78	47,5	649,8	±10,9	832	±45	28	0,0668	2,144	0,98	2,786	0,1061	1,771	0,635
6.1	0,38	220	241	1,13	19,5	632,8	±11,2	616	±51	-3	0,0603	2,348	0,86	2,999	0,1031	1,853	0,618
7.1	0,19	262	394	1,55	21,7	593,0	±10,8	599	±47	1	0,0599	2,166	0,80	2,883	0,0964	1,9	0,659
8.1	0,22	353	182	0,53	27,7	563,3	±9,7	604	±37	7	0,0600	1,723	0,76	2,489	0,0913	1,792	0,72
9.1	0,00	113	141	1,29	10,0	634,4	±14,1	655	±53	3	0,0614	2,467	0,88	3,394	0,1034	2,33	0,687
10.1	0,28	431	59	0,14	33,4	555,3	±9,5	569	±48	2	0,0590	2,183	0,73	2,823	0,0900	1,785	0,632
11.1	0,48	332	189	0,59	25,9	559,1	±9,6	571	±49	2	0,0591	2,216	0,74	2,866	0,0906	1,801	0,628
12.1	0,00	200	254	1,31	17,5	626,4	±16,1	639	±40	2	0,0610	1,848	0,86	3,273	0,1020	2,702	0,825
13.1	0,00	66	45	0,71	5,9	638,9	±13,3	683	±129	7	0,0623	6,046	0,89	6,432	0,1042	2,193	0,341
14.1	0,29	157	53	0,35	18,1	805,5	±14,4	806	±46	0	0,0660	2,171	1,21	2,894	0,1331	1,906	0,659

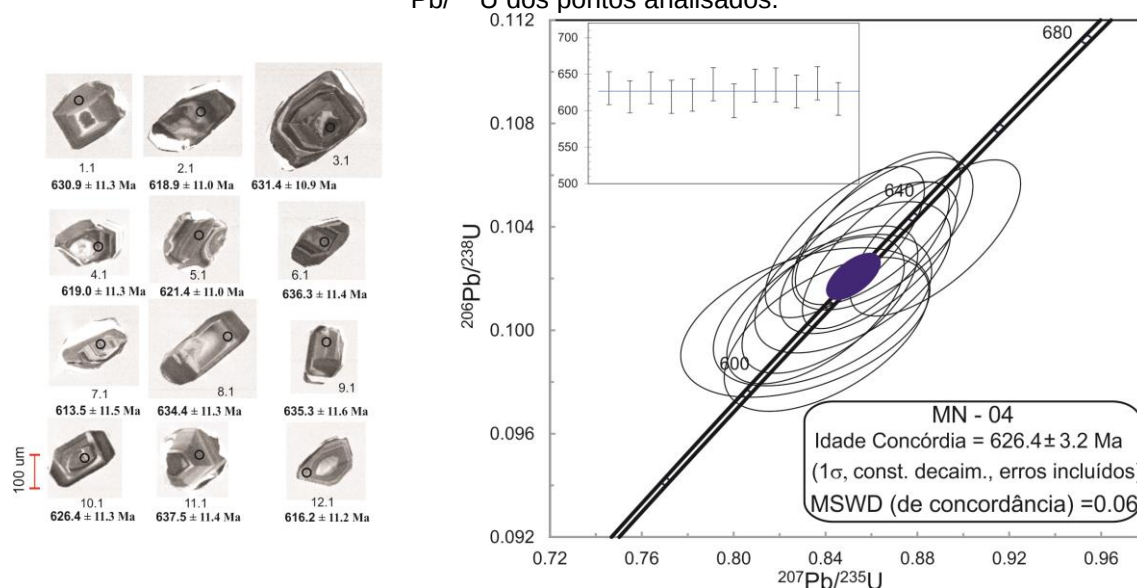
Erros em 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

7.5 PLÚTON MINADOR DO NEGRÃO

A população de zircão analisados consiste em cristais róseos a amarelos, a maioria subeudrais com alguns grãos corroídos. São cristais curtos a alongados com alguns mostrando bi-terminações. O comprimento dos grãos varia de 150µm a 350 µm. As imagens de catodoluminescência revelam grãos com zoneamento por vezes bem definido.

A Tabela 7 mostra os dados dos 12 pontos analisados em doze grãos de zircão. Todos os doze pontos plotam aglomerados próximos a curva concórdia (Figura 102) e definem uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $626,4 \pm 3,2$ Ma com MSWD de 0,060. Estes grãos mostram valores de razão Th/U relativamente baixos variando de 0,07 to 0,26, porém alguns cristais apresentam zoneamento bem definido típico de crescimento magmático (Geralmente, Th/U em zircão ígneo é ≥ 0.25 ; Williams & Claesson, 1987; Hoskin & Black, 2000; Hoskin & Schaltegger, 2003). As baixas razões de Th/U observadas neste plúton podem refletir a incorporação de tório em outras fases minerais (ex: monazita, torita) e/ou a cristalização de poucas fases minerais capazes de capturar urânio além do zircão (ex: Kirkland et al., 2015). A idade obtida é interpretada como idade de cristalização e alojamento do plúton Minador do Negrão.

Figura 102 - Diagrama concórdia U-Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Minador do Negrão. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 7 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Minador do Negrão.

Ponto Analisado	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U	$\pm\%$	Erro corr
1.1	0,12	188	13	0,07	16,6	630,9 $\pm 11,3$	625 ± 50	-1	0,0606	2,303	0,86	2,976	0,1028	1,885	0,633
2.1	0,18	284	31	0,11	24,7	618,9 $\pm 11,0$	609 ± 52	-2	0,0601	2,415	0,84	3,051	0,1008	1,862	0,61
3.1	0,00	291	38	0,13	25,7	631,4 $\pm 10,9$	630 ± 35	0	0,0608	1,641	0,86	2,451	0,1029	1,82	0,743
4.1	0,15	303	24	0,08	26,3	619,0 $\pm 11,3$	616 ± 69	0	0,0604	3,21	0,84	3,742	0,1008	1,919	0,513
5.1	0,00	222	55	0,26	19,3	621,4 $\pm 11,0$	616 ± 51	-1	0,0603	2,356	0,84	3,001	0,1012	1,858	0,619
6.1	0,34	200	29	0,15	17,8	636,3 $\pm 11,4$	620 ± 51	-3	0,0605	2,34	0,86	3,004	0,1037	1,874	0,624
7.1	0,25	127	19	0,16	10,9	613,5 $\pm 11,5$	641 ± 62	4	0,0611	2,891	0,84	3,5	0,0998	1,969	0,562
8.1	0,00	204	31	0,15	18,2	634,4 $\pm 11,3$	586 ± 42	-8	0,0595	1,945	0,85	2,696	0,1034	1,866	0,692
9.1	-0,12	194	13	0,07	17,2	635,3 $\pm 11,6$	680 ± 42	7	0,0622	1,983	0,89	2,764	0,1036	1,924	0,696
10.1	0,17	185	38	0,21	16,2	626,4 $\pm 11,3$	623 ± 58	-1	0,0605	2,703	0,85	3,301	0,1020	1,892	0,573
11.1	0,00	202	49	0,25	18,0	637,5 $\pm 11,4$	611 ± 43	-4	0,0602	2,012	0,86	2,75	0,1039	1,875	0,682
12.1	0,32	199	39	0,20	17,2	616,2 $\pm 11,2$	607 ± 84	-1	0,0601	3,861	0,83	4,31	0,1003	1,903	0,442

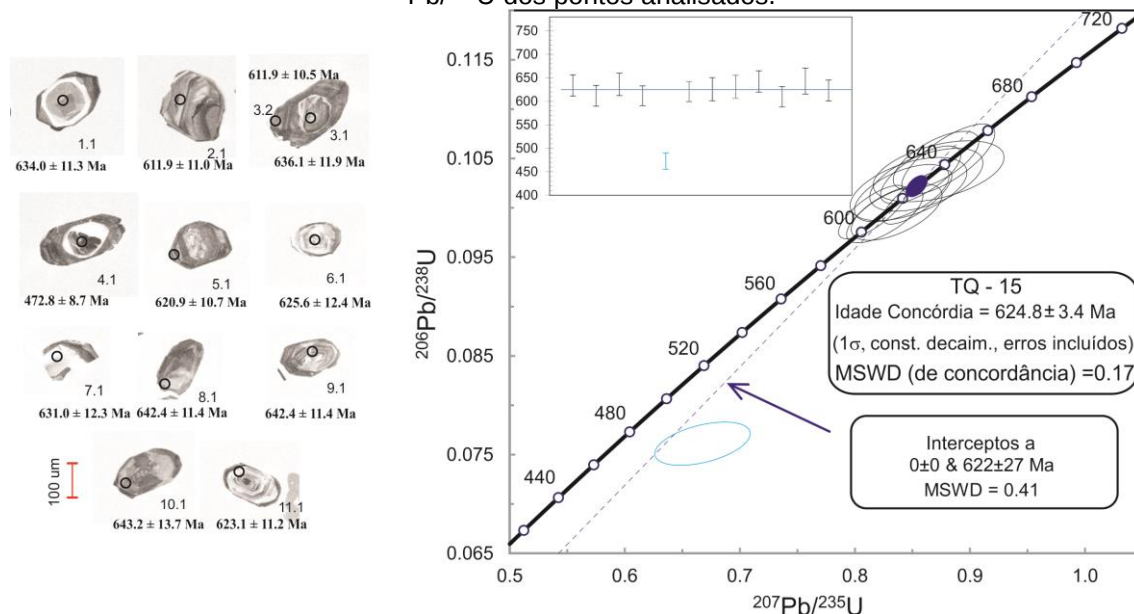
Erros em 1–sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

7.6 PLÚTON TANQUINHO

O plúton Tanquinho apresenta assembleia de zircão com hábito primástico, a maioria dos grãos mostra arestas levemente arredondadas, com razões entre 1:1 e 3:1, medindo entre 100 μm a 300 μm . Internamente os grãos apresentam estrutura com zoneamento oscilatório característico de zircão ígneo. Fraturas são comuns e alguns cristais apresentam inclusões.

Onze grãos de zircão foram analisados, totalizando doze pontos (Figura 103; tabela 8). Onze dos pontos analisados definem uma idade Concórdia de $624,8 \pm 3,4$ Ma (MSWD=0,17). Ambas as idades devem indicar a época de formação/cristalização da rocha. As idades mais jovens são interpretadas como perda de chumbo recente. Estes grãos apresentam razões Th/U variando de 0,19 a 2,72 típicas de zircão magmático.

Figura 103 - Diagrama concórdia U–Pb para os grãos de zircão analisados do plúton Tanquinho. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão datados. Média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos pontos analisados.



Fonte: A Autora, 2019.

Tabela 8 - Resultados U–Pb SHRIMP em zircão do plúton Tanquinho

Ponto Analisado	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Dis	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Erro corr
1.1	0,00	188	54	0,29	16,7	634,0 ±11,3	609 ±42	-4	0,0602	1,937	0,86	0,694
2.1	0,14	177	100	0,58	15,1	611,9 ±11,0	636 ±53	4	0,0609	2,471	0,84	0,608
3.1	0,11	119	152	1,32	10,6	636,1 ±11,9	641 ±82	1	0,0610	3,828	0,87	0,456
3.2	0,06	335	104	0,32	28,7	611,9 ±10,5	581 ±34	-5	0,0594	1,574	0,82	0,752
4.1	0,46	183	212	1,20	12,0	472,8 ±8,7	729 ±77	54	0,0636	3,631	0,67	0,463
5.1	0,00	314	76	0,25	27,3	620,9 ±10,7	649 ±31	5	0,0613	1,455	0,85	0,778
6.1	0,21	101	18	0,19	8,9	625,6 ±12,4	613 ±73	-2	0,0603	3,37	0,85	0,524
7.1	0,46	91	94	1,07	8,1	631,0 ±12,3	632 ±68	0	0,0608	3,159	0,86	0,542
8.1	0,10	188	44	0,24	17,0	642,4 ±11,4	613 ±46	-5	0,0603	2,124	0,87	0,659
9.1	0,00	203	231	1,18	17,3	610,0 ±10,8	616 ±41	1	0,0604	1,898	0,83	0,699
10.1	0,00	163	430	2,72	14,7	643,2 ±13,7	636 ±44	-1	0,0609	2,044	0,88	0,739
11.1	0,25	164	78	0,49	14,3	623,1 ±11,2	607 ±57	-3	0,0601	2,615	0,84	0,585

Erros em 1-sigma; Pbc e Pb* indicam as porções comuns e radiogênicas, respectivamente. 1) Pb comum corrigido usando as medidas de ^{204}Pb .

8 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A geoquímica de isótopos, também chamada de geoquímica isotópica, é um aspecto da geologia baseado no estudo das concentrações relativas e absolutas dos elementos e de seus isótopos na Terra e em materiais naturais.

8.1 RB–SR

A utilidade do sistema Rubídio-Estrôncio deve-se ao fato de que ^{87}Rb (um dos dois isótopos de Rubídio que ocorrem naturalmente) decai para ^{87}Sr com uma meia-vida de 48,8 bilhões de anos (Jacobsen et al., 1988). O Rb é um elemento altamente incompatível que durante o processo de cristalização fracionada da crosta permanece no liquidus em vez de formar parte dos minerais do manto. Se estes minerais cristalizarem a partir do mesmo magma silicático, cada mineral formado terá a mesma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como o seu pai na massa fundida.

Os plútons Cacimbinhas, Minador do Lúcio, Minador do Negrão, Poço da Cacimba, Tanquinho, Santana do Ipanema e Lagoa do Boi apresentam razões iniciais recalculadas (Tabela 9) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ variando entre 0,70305 a 0,70867. O dique de composição sienítica que corta o plúton Minador do Lúcio apresenta um valor de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(643\text{Ma})}$ de 0,71051. Para as rochas do embasamento, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ variam de 0,70316 a 0,70455.

Tabela 9 - Resultados isotópicos Rb–Sr dos plútons estudados.

Pluton	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (1 σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2 σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon\text{Sr}(0)$	$\epsilon\text{Sr}(T)$
Cacimbinhas	CC-24	181	123	4,29509	0,10228	0,74205	0,000051	0,70386	533,04	1,53
Cacimbinhas	CC-26	177	350	1,46618	0,01726	0,71893	0,000065	0,70589	204,84	30,43
Cacimbinhas	CC-32	195	132	4,29899	0,06979	0,74270	0,000022	0,70447	542,23	10,23
Cacimbinhas	CC-03	102	731	0,40385	***	0,71127	0,000060	0,70767	96,03	55,71
Cacimbinhas	CC-16.1	144	670	0,62095	0,00224	0,71099	0,000069	0,70546	92,10	24,34
Cacimbinhas	CC-06g	151	955	0,45759	***	0,71041	0,000069	0,70634	83,87	36,75
Cacimbinhas	CC-7.1	121	845	0,41439	***	0,70993	0,000057	0,70624	77,02	35,36
Lagoa do Boi	LB-10	182	1216	0,43246		0,71098	0,000018	0,70734	92,03	50,46
Lagoa do Boi	LB-3									
Minador do Lucio	ML-14g	115	2623	0,12687	***	0,70957	0,000045	0,70842	71,93	66,52
Minador do Lucio /Dique	ML-20	274	1235	0,64245	***	0,71631	0,000038	0,71051	167,58	96,18
Minador do Lucio	ML-23	186	951	0,56608	***	0,71136	0,000059	0,70626	97,42	35,73
Minador do Negrão	MN-3g	173	614	0,81571	***	0,71405	0,000060	0,70688	135,53	44,38
Minador do Negrão	MN-3.2	173	614	0,81571	***	0,71405	***	0,70688	135,53	44,38
Minador do Negrão	MN-4g	70	57	3,56442	***	0,73998	0,000059	0,70867	503,56	69,77
Poço da Cacimba	PC-8n	132	980	0,38977	***	0,70955	0,000066	0,70604	71,62	32,64
Poço da Cacimba	PC-10	215	650	0,95772	***	0,71535	0,000068	0,70673	153,95	42,49
Poço da Cacimba	PC-13	147	831	0,51205	***	0,71264	0,000046	0,70803	115,50	60,94

Ortognaisse	OGN-TR-24	167	631	0,76622	***	0,71430	0,000018	0,70398	139,16	8,74
Ortognaisse	OGN-MA-14pc	161	536	0,86967	***	0,71488	0,000019	0,70316	147,29	-2,93
Ortognaisse	OGN-MA-16	65	456	0,41251	***	0,71011	0,000019	0,70455	79,65	16,87
Santana do Ipanema	SAN-22B	184	278	1,91481	0,00227	0,72425	0,000067	0,70757	280,37	54,04
Santana do Ipanema	SAN-22A	156	254	1,78221	0,02918	0,72398	0,000072	0,70845	276,50	66,57
Santana do Ipanema	SAN-33B	177	1072	0,47780	0,01193	0,71013	0,000065	0,70597	79,97	31,31
Santana do Ipanema	SAN-34B	188	138	3,94581	0,10666	0,73742	0,000058	0,70305	467,34	-10,21
Santana do Ipanema	SAN-35B	184	202	2,65118	0,03463	0,72722	0,000086	0,70413	322,53	5,09
Santana do Ipanema	SAN-MA-04	144,1	859	0,48543	***	0,70932	0,000016	0,70509	68,35	18,74
Tanquinho	TQ-15	120	970	0,35800	***	0,70982	0,000077	0,70669	75,56	41,52
Tanquinho	TQ-9A	129,7	531	0,70706	***	0,71295	0,000017	0,70675	119,90	42,43
Tanquinho /Dois Riachos	TQ-03	116	882	0,38057	***	0,70912	0,000059	0,70579	65,62	28,76
Tanquinho /Dois Riachos	TQ-04	125	578	0,62595	***	0,71176	0,000053	0,70627	103,05	35,66

*** não calculado.

Fonte: A Autora, 2019.

8.2 SM–ND

Os primeiros resultados de datação isotópica através do método Sm-Nd foram obtidos em meteoritos (Lugmair et al., 1975). A contribuição mais significativa dos estudos em rocha total é a razão isotópica inicial de Nd. O Nd é enriquecido em relação ao Sm durante os processos magmáticos que conduzem à formação de crosta sílica a partir do manto superior. A crosta continental é um reservatório enriquecido em terras raras leves comparada ao manto superior. Tendo o manto superior e a crosta continental evoluído com razões Sm/Nd relativamente alta e baixa, respectivamente, segue que as razões iniciais de Nd podem prover um critério útil para a caracterização da região fonte das rochas, em analogia com os outros métodos.

Os estudos isotópicos mostram valores negativos a levemente positivo (Figura 104; tabela 10) de $\epsilon\text{Nd}(T)$ variando de -3,35 a 0,85 para os plútons Cacimbinhas, Tanquinho, Santana do Ipanema e Poço da Cacimba e idades modelo (TDM) entre 0,9 a 1,3 Ga, exceto para uma amostra do PSI com T_{DM} de 1,5 Ga. Para as rochas do plúton Minador do Negrão os valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ variam de -1,70 a 4,2 e TDM 0,8 a 1,1 Ga. O plúton Minador do Lúcio e o Lagoa do Boi apresentam valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(T)$ -5,03 a -1,39 com idade modelo (TDM) de 1,1 a 1,4Ga. O dique sienítico

do plúton Minador do Lúcio apresenta valores de $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ de -12,77 e TDM de 2,1 Ga. As rochas do embasamento Toniano mostram valores de $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ positivo variando de 2,54 a 3,75 e idades modelo (TDM) 1,1 a 1,3 Ga.

Tabela 10 - Resultados isotópicos Sm–Nd dos plútons estudados.

Pluton	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro (1 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$\epsilon\text{Nd} (0)$	$\epsilon\text{Nd} (\text{T})$	T_{DM} (Ga)
Cacimbinhas	CC-24	3,365	16,148	0,12601	0,00074	0,512372	0,0000135	-5,20	0,41	1,1
Cacimbinhas	CC-26	1,957	9,736	0,12153	0,00071	0,512250	0,0000132	-7,57	-1,62	1,3
Cacimbinhas	CC-32	1,425	7,137	0,12069	0,00071	0,512297	0,0000108	-6,65	-0,63	1,2
Cacimbinhas	CC-03	3,857	27,779	0,08396	0,00050	0,512132	0,0000142	-9,88	-0,95	1,0
Cacimbinhas	CC-16.1	5,274	34,156	0,09337	0,00056	0,512167	0,0000097	-9,18	-0,99	1,1
Cacimbinhas	CC-06g	11,062	64,020	0,10448	0,00069	0,512092	0,0000151	-10,66	-3,35	1,3
Cacimbinhas	CC-7.1	5,073	41,918	0,07319	0,00043	0,512173	0,0000089	-9,06	0,73	0,9
Lagoa do Boi	LB-10	10,491	58,977	0,10757	0,00064	0,512064	0,0000041	-11,20	-4,37	1,3
Lagoa do Boi	LB-3	16,130	88,600	0,11009	***	0,512040	***	-11,67	-5,03	1,4
Minador do Lucio	ML-14g	14,621	99,322	0,08902	0,00069	0,512023	0,0000108	-11,99	-3,15	1,2
Minador do Lucio /Dique	ML-20	13,007	65,701	0,11972	0,00071	0,511660	0,0000132	-19,08	-12,77	2,1
Minador do Lucio	ML-23	6,825	48,665	0,08480	0,00050	0,512095	0,0000098	-10,58	-1,39	1,1
Minador do Negrão	MN-3g	4,989	28,461	0,10600	0,00065	0,512213	0,0000110	-8,30	-1,04	1,1
Minador do Negrão	MN-3.2	4,863	27,728	0,10606	0,00063	0,512208	0,0000091	-8,39	-1,14	1,1
Minador do Negrão	MN-4g	4,438	22,472	0,11943	0,00073	0,512536	0,0000097	-1,99	4,20	0,8
Poço da Cacimba	PC-8n	13,518	83,624	0,09775	0,00071	0,512136	0,0000109	-9,80	-1,70	1,1
Poço da Cacimba	PC-10	5,207	33,698	0,09344	0,00055	0,512100	0,0000095	-10,49	-2,04	1,2
Poço da Cacimba	PC-13	3,476	24,196	0,08688	0,00052	0,512180	0,0000142	-8,93	0,05	1,0
RTOT/Ortognaisse	OGN-TR-24	12,450	67,978	0,11075	0,00066	0,512240	0,0000051	-7,76	2,78	1,1
RTOT/Ortognaisse	OGN-MA-14pc	9,123	54,638	0,10096	0,00059	0,512228	0,0000038	-8,00	4,27	1,1
RTOT/Ortognaisse	OGN-MA-16	7,254	29,471	0,14884	0,00088	0,512467	0,0000043	-3,34	2,54	1,3
Santana do Ipanema	SAN-22B	0,873	4,992	0,10572	0,00062	0,512097	0,0000124	-10,55	-3,33	1,3
Santana do Ipanema	SAN-22A	2,729	11,554	0,14283	0,00084	0,512293	0,0000111	-6,72	-2,45	1,5
Santana do Ipanema	SAN-33B	7,908	47,547	0,10058	0,00060	0,512146	0,0000101	-9,60	-1,97	1,2
Santana do Ipanema	SAN-34B	2,280	15,337	0,08989	0,00053	0,512205	0,0000100	-8,46	0,02	1,0
Santana do Ipanema	SAN-35B	3,335	21,303	0,09467	0,00056	0,512266	0,0000121	-7,25	0,85	1,0
Santana do Ipanema	SAN-MA-04	7,791	44,375	0,10617	0,00063	0,512298	0,0000041	-6,64	0,55	1,0
Tanquinho	TQ-15	3,078	19,361	0,09613	0,00057	0,512108	0,0000082	-10,34	-2,32	1,2
Tanquinho	TQ-9A	6,860	41,552	0,09983	0,00059	0,512124	0,0000036	-10,03	-2,31	1,2
Tanquinho	TQ-03	6,463	33,389	0,11705	0,00069	0,512347	0,0000122	-5,68	0,43	1,1
Tanquinho/Dois Riachos	TQ-04	2,666	23,958	0,06728	0,00040	0,512102	0,0000150	-10,45	-0,53	0,9

*** não calculado.

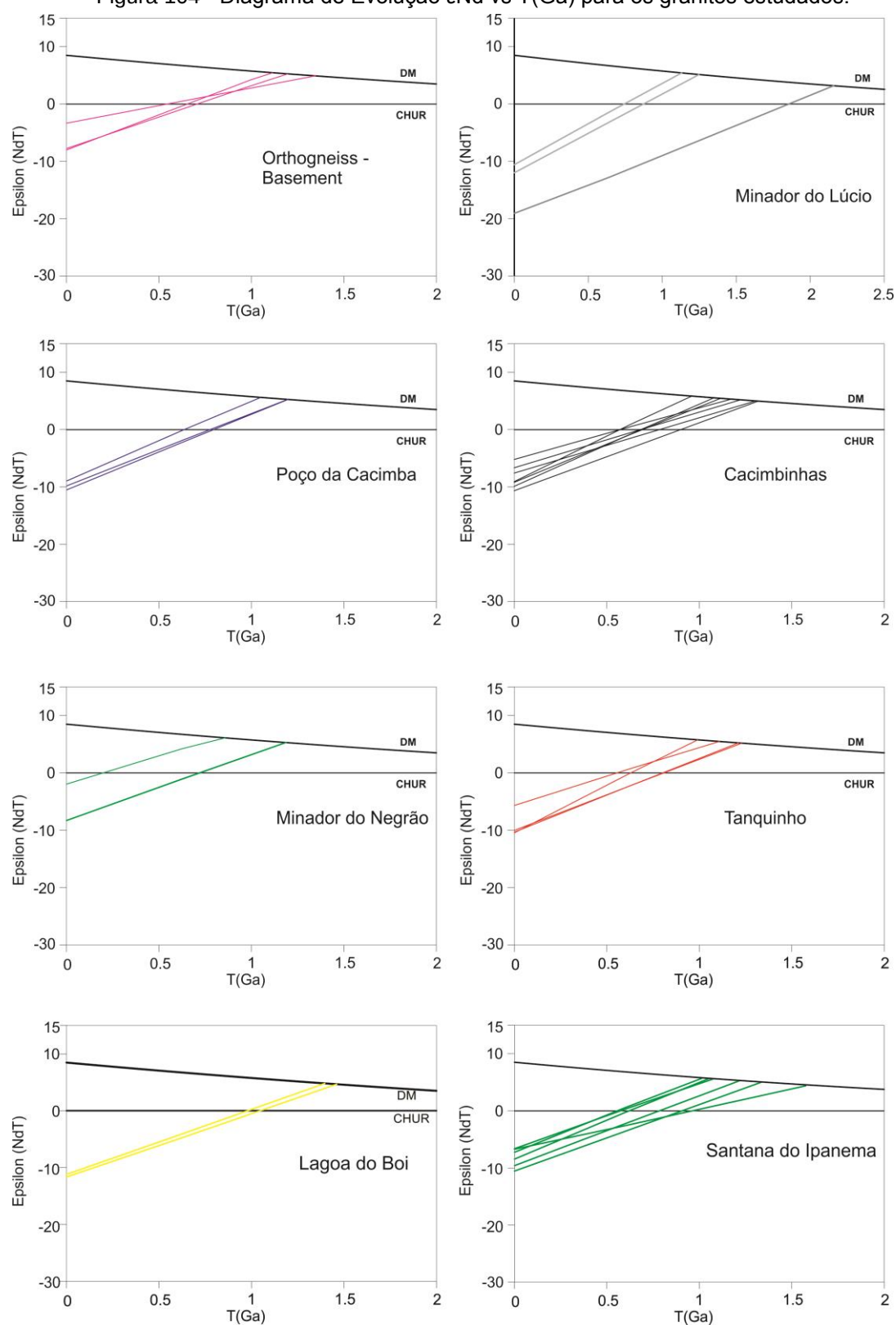
Fonte: A Autora, 2019.

8.3 OXIGÊNIO

Razões de isótopos de oxigênio tendem a refletir o $\delta^{18}\text{O}$ da fonte de rochas magmáticas (Valley, 2003; Valley et al., 2005). Cálculos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ em zircão em equilíbrio a altas temperaturas com magmas do manto tem em média $\delta^{18}\text{O} = 5,3 \pm 0,3\text{‰}$ (Valley et al., 1998, 2005) e valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ em zircão (em rochas ígneas) podem indicar incorporação de material supracrustal, metassedimentar ou de interação com água a baixa temperatura (Cavosie et al., 2011).

Valley et al. (1994) foram os primeiros pesquisadores a correlacionar $\delta^{18}\text{O}$ de zircão como uma função do conteúdo de SiO_2 de rocha total e atualmente esta relação empírica entre $\delta^{18}\text{O}$ do zircão, $\delta^{18}\text{O}$ da rocha e SiO_2 é muito usada. Para os plútons Cacimbinhas, Poço da Cacimba e Minador do Lúcio os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (zircão) variam de 7,50‰ a 8,62‰ e para $\delta^{18}\text{O}$ de rocha total varia de 9,08‰ a 9,85‰ calculado com base nos valores de SiO_2 em rocha total. Para o plúton Tanquinho, os valores $\delta^{18}\text{O}$ (zircão) variam de 6,36‰ a 7,22‰ e $\delta^{18}\text{O}$ (rocha total calculada) varia de 7,97‰ a 9,00‰. As rochas estudadas mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ (rocha total) típicas de rochas graníticas tipo-I (<10‰ VSMOW; O'Neil & Chappell 1977).

Figura 104 - Diagrama de Evolução ϵ_{Nd} vs T(Ga) para os granitos estudados.



Fonte: A Autora, 2019.

9 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados disponíveis na literatura sobre o batólito Águas Belas-Canindé apresentam um registro magmático de aproximadamente 60 Ma e demonstram mudanças na composição total e na assinatura isotópica com o tempo, refletindo mudanças na participação de material mantélico versus componente crustal (ex: Silva Filho et al., 2013, 2016; Silva et al., 2015, 2016, 2019; Sales da Neves et al., 2018; Brito et al., 2009; Concentino, 2011). O comportamento geoquímico dos elementos traços e as razões isotópicas constituem-se importantes ferramentas que aqui são utilizadas para discriminação dos processos petrogenéticos e seus ambientes relacionados.

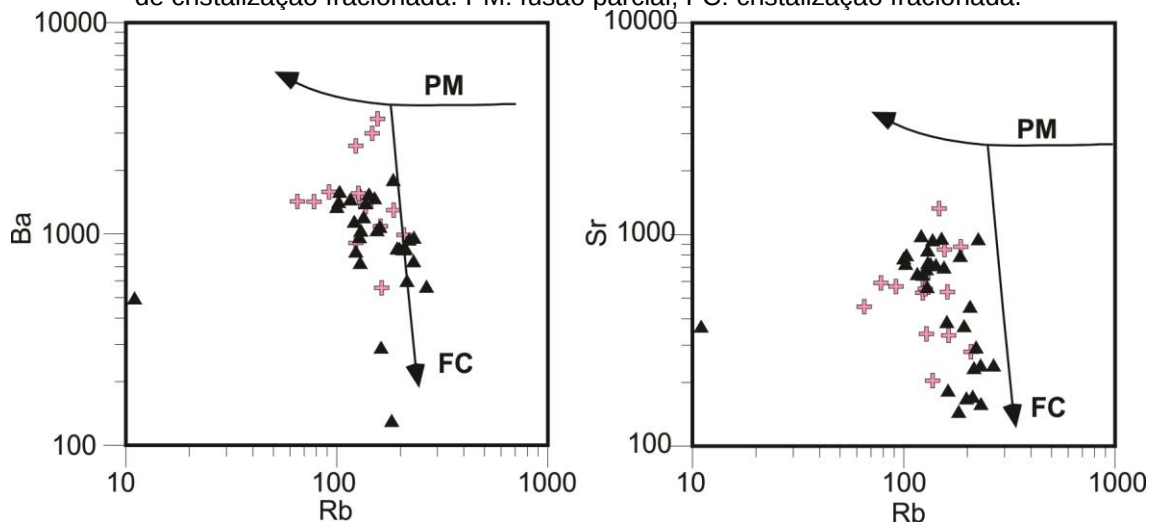
9.1 PETROGÊNESE MAGMÁTICA

Os estudos foram feitos com base na caracterização da fonte e na modificação do magma progenitor durante a ascensão e armazenamento do magma na Crosta terrestre. Os processos petrológicos em geral mostram correlação direta com a petrografia e a geoquímica da variedade de rochas graníticas. Cristalização fracionada, mistura de magmas, fusão parcial, assimilação, imiscibilidade de líquidos, assembleia peritética (PAE) e “restitute unmixing” são atualmente os processos de geração de magmas mais difundidos na literatura (ex: Clemens et al., 2011).

Num conjunto de rochas geneticamente vinculadas observam-se variações químicas sistemáticas com o aumento do teor de SiO_2 . Durante diferenciação, com o aumento de sílica, cristalização fracionada conduz a uma redução drástica da concentração dos elementos compatíveis, diferentemente de fusão parcial. Diagramas log (elementos compatíveis) vs. (elementos incompatíveis) separam bem líquidos magmáticos gerados por cristalização fracionada que produzem trends retos sub-verticais dos produzidos por fusão parcial que produzem trends sub-horizontais (Cocherie, 1986). Para o pluton Cacimbinhas e o embasamento, o diagrama de log (Ba,Sr) vs. log(Rb) (Figura 105) mostram um trend sub-vertical que aponta para o processo de cristalização fracionada. As rochas estudadas do BABC mostram entre outros aspectos que os teores de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO, CaO, P_2O_5 , FeOt, MnO, Sr e Zr apresentam correlação negativa e sugerem o fracionamento de uma assembleia

mineral composta por anfibólio, plagioclásio, apatita, zircão, titanita, biotita e minerais opacos (ilmenita e/ou magnetita).

Figura 105 - Diagrama log (elemento compatível vs incompatível) evidenciando um processo de cristalização fracionada. PM: fusão parcial; FC: cristalização fracionada.

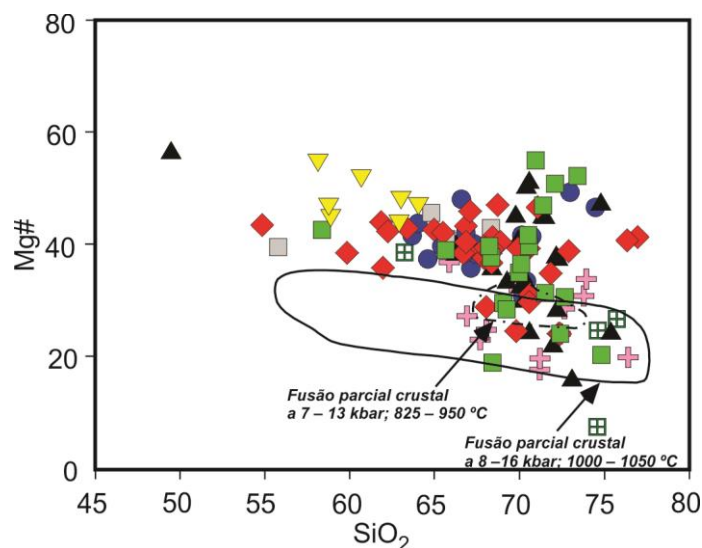


Fonte: Cocherie, 1986.

Os valores de #mg variam de ~20-50 para as rochas analisadas e se mostram em geral mais alto que os encontrados em experimento determinados para fusões parciais da crosta (Rapp & Watson 1995), provavelmente estes valores elevados revelam um componente do manto na fonte (Figura 106).

Todos os plútons estudados e também o embasamento contêm enclaves microgranulares máficos que exibem relações de campo (granulação fina, formas arredondadas e a ocorrência de megacristais que às vezes cruzam o contorno de enclave/granito) sugerindo coexistência de magmas. Estas características indicam que estes enclaves são glóbulos de magma máfico que foram injetados e/ou misturados com o magma hospedeiro (ex: Vernon 1990; Poli & Tommasini 1991; Barbarin 2005; Zhang et al. 2016). Dados geoquímicos e isotópicos dos enclaves são insuficientes para investigar ainda mais o papel da mistura de magmas e/ou contaminação crustal. No entanto a presença desses enclaves pode indicar o envolvimento de magma do manto que fornece calor para fusão parcial. Possivelmente, fusão parcial da crosta continental inferior toniana/steniana foi induzida por underplating de magmas máficos astenosféricos/litosféricos (ex: Annen e Sparks 2002; Annen et al. 2006) durante a colisão com o craton São Francisco.

Figura 106 - Diagrama Mg# vs SiO₂.

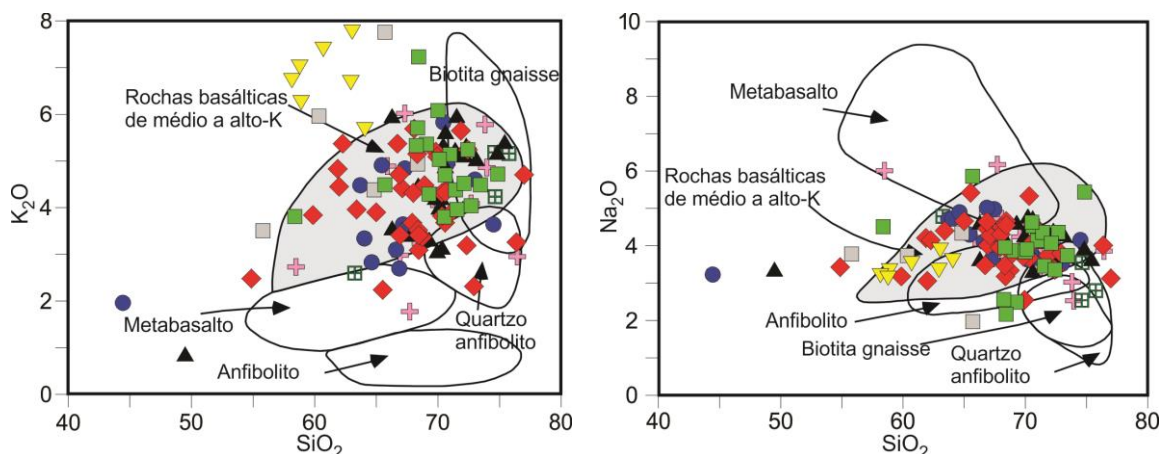


Fonte: A Autora, 2019.

Campos de fusões determinados a partir de dados experimentais de fusão parcial da crosta pura de Rapp & Watson (1995) (rochas basálticas de baixo-K a 8–16 kbar e 1000–1050 °C), e Patiño Douce & Johnston (1991) (rochas pelíticas a 7–13 kbar e 825–950 °C).

As rochas estudadas são classificadas como das séries cálcio-alcálica de alto potássio a shoshonítica de natureza metaluminosa a levemente peraluminosa. No diagrama K_2O and Na_2O versus sílica com campos para fusões experimentais compilados por Chen et al. (2013), as amostras plotam no campo de fundidos obtidos pela fusão de rochas basálticas de médio a alto-K (Figura 107).

Figura 107 - Diagrama K_2O e Na_2O vs. SiO_2 .



Fonte: A Autora, 2019.

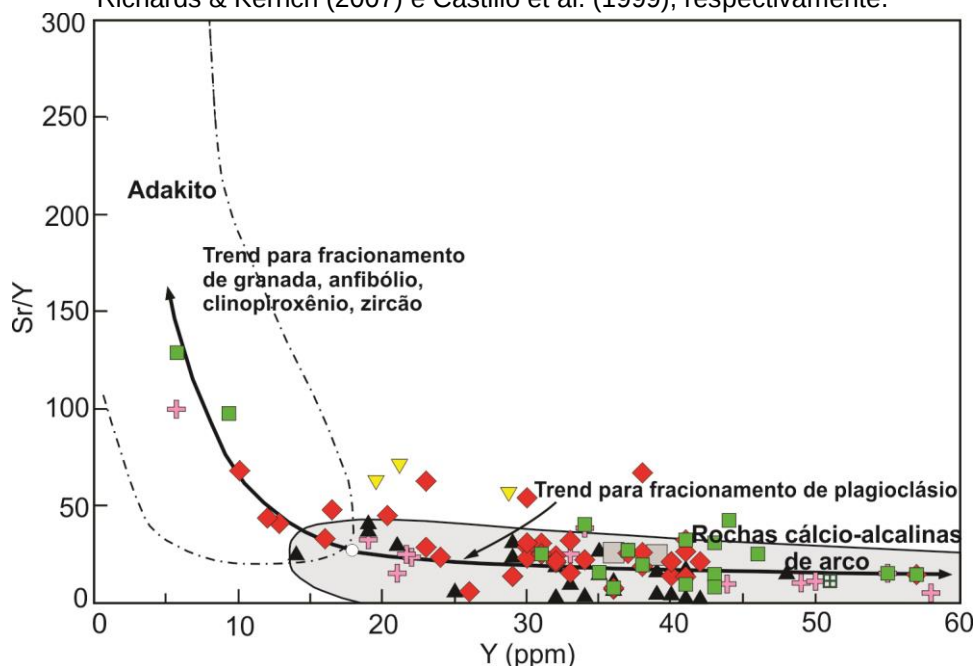
Campos de fusões experimentais compiladas por Chen et al. (2013). Beard & Lofgren (1991) (Anfibolitos; 1, 3, 6, 9 kb; 800–1000 °C); Rapp & Watson (1995) (Metabasalto; 8–32 kb; 1000–1125 °C); Patiño Douce & Beard (1995) (Quartzo anfibolito; 3–15 kb; 850–930 °C); Patiño Douce & Beard (1995) (Biotita gnaiss; 3–15 kb; 850–930 °C) and Sisson et al. (2005) (rochas basálticas de Médio a alto-K; 700 Mpa; 825–975 °C).

Magmas cálcio-alcálicos têm como fonte geradora anfibolitos fundidos em condições de insaturação em H_2O (ex: Rapp, 1995; Rushmer, 1991; Patiño Douce, 1995).

Outros pesquisadores defendem que rochas cálcio-alcálicas de alto potássio podem ser geradas pela fusão parcial de rochas meta-ígneas máficas a intermediárias, cálcio-alcálicas a cálcio-alcálicas de alto potássio na crosta inferior derivadas de um manto litosférico subcontinental enriquecido. Ferreira et al. (1998) e Sial et al. (1998), entre outros, propõem que as rochas graníticas com assinatura cálcio-alcálica de alto K podem ter como fonte magmas anfibolíticos ricos em potássio.

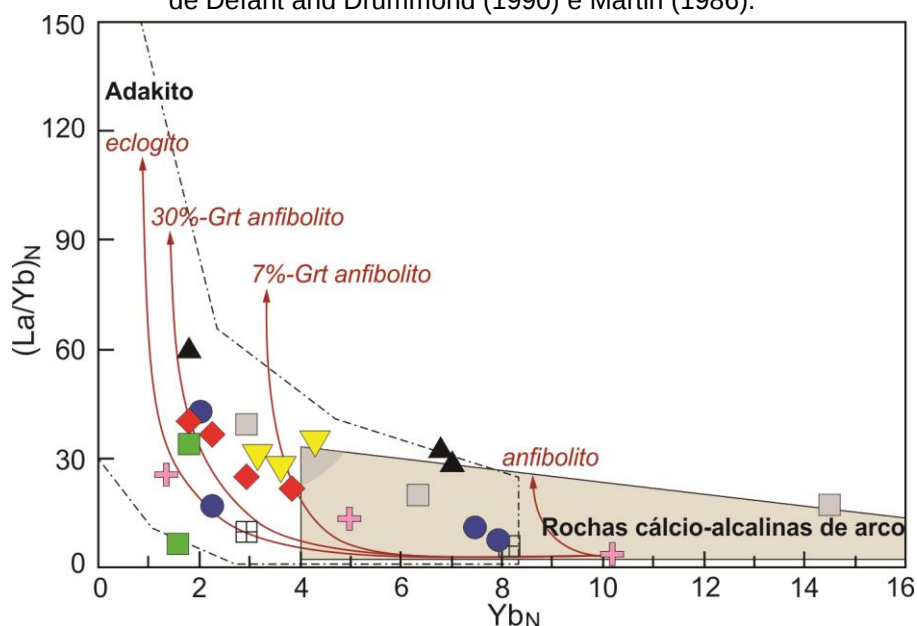
A química destas rochas é caracterizada por enriquecimento em elementos LILE em relação aos HFSE. Estas rochas apresentam fracionamento moderado a forte dos ETR com empobrecimento de ETRP mostrando padrão côncavo sugestivo de fracionamento de anfibólio. As baixas razões de Gd/Yb e Sr/Y (figura 108) também sugerem que o processo de fusão parcial de uma crosta anfibolítica ou basáltica ocorreu acima do campo de estabilidade da granada. No diagrama $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N (figura 109) parte das amostras plotaram no campo dos adakitos, contudo o fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio, titanita e zircão, além da granada de magmas hidratados podem contar para esta assinatura geoquímica (ex., Richards & Kerrich 2007 e referências ali). A presença de acentuada anomalia negativa de Eu nos padrões de elementos terras raras normalizados pelo manto primitivo para as rochas estudadas indica que o magma foi produzido acima do campo de estabilidade do plagioclásio. No entanto, podem ser indicativos de alta fugacidade de oxigênio, também caracterizada pela coexistência de titanita + quartzo + magnetita + anfibólio + epídoto + biotita (Wones, 1989; Sial et al., 2008; Schmidt et al., 2004, 2008).

Figura 108 - Diagrama Y vs Sr/Y com campo para adakitos e rochas de arco de acordo com Richards & Kerrich (2007) e Castillo et al. (1999), respectivamente.



Fonte: Richards & Kerrich, 2007 e Castillo et al., 1999.

Figura 109 - Diagrama $(La/Yb)_N$ vs $(Yb)_N$ com campo para adakitos e rochas de arco de acordo de Defant and Drummond (1990) e Martin (1986).



Fonte: Defant and Drummond, 1990 e Martin, 1986.

9.2 ROCHAS FONTES POTENCIAIS (CONTRIBUIÇÃO)

O BABC é limitado a norte pelas rochas metassedimentares da sequência Inhapi (máximo de deposição < 631 Ma; Silva Filho et al., 2014), a sul pelos metasedimentos do domínio Sergipano (idade máxima de deposição < 620 Ma; Neves et al., 2016; Monteiro-Lima et al (2018), a leste pelo embasamento

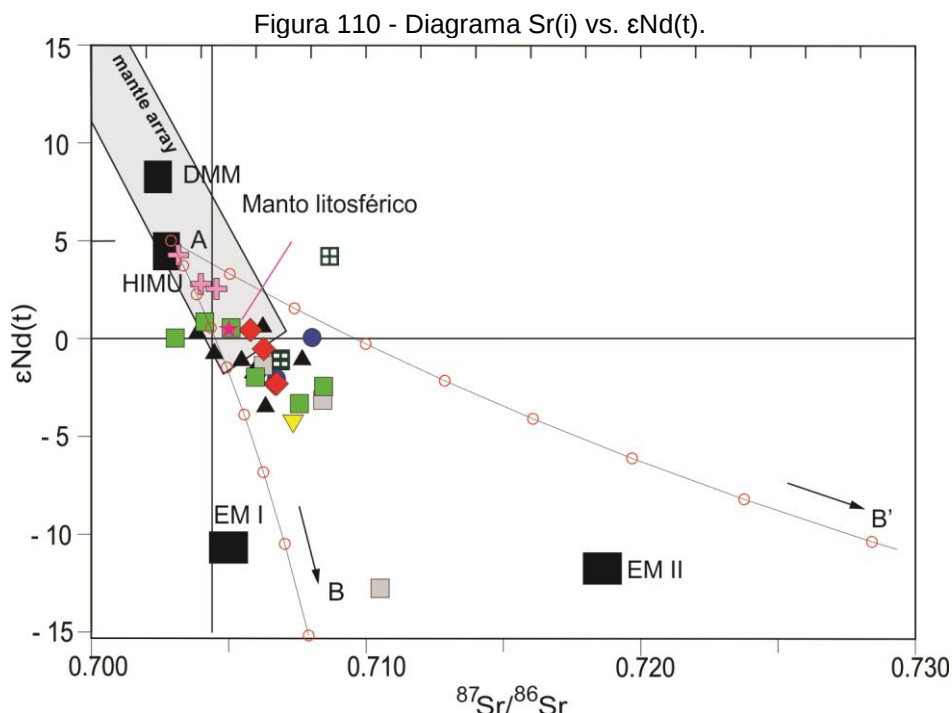
migmatítico e a oeste pelo batólito Buique-Paulo Afonso. Não há exposições de rochas arqueanas conhecidas no PEAL. As idades do embasamento da região intrudida pelo batólito são pobremente conhecidas. Fontes Paleoproterozóicas são representadas pelos migmatitos e ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco (2,08 Ga) que constituem as rochas mais antigas do domínio PEAL (Silva et al., 2002). Adicionalmente, Neves et al., (2004) e Osako, (2005) tem sugerido com base em dados geocronológicos do subdomínio Garanhuns de Silva Filho et al., 2002 que o embasamento do domínio PEAL é composto por um Complexo Paleoproterozoico. Ocorrências de rochas paleoproterozoicas são abundantes no domínio da Zona Transversal (Neves et al, 2015). No domínio BABC, um metatexito com mesossoma tonalítico a ENE do BABC, antes referido na literatura como complexo Belém do São Francisco, foi datado e obteve-se a idade de 972 Ma interpretada como idade de cristalização do protolito do migmatito (Silva Filho et al., 2014). Adicionalmente Brito et al., 2008 e Guimarães et al. 2016 encontraram idades U-Pb SHRIMP em zircão de 947 Ma para o ortogneisse Serra das Flores e de 983 Ma para um ortogneisse migmatizado (mesossoma tonalítico), respectivamente, ambos localizados a este-nordeste do BABC. Neste trabalho, apresentamos um novo dado geocronológico, que corrobora com a idade referida anteriormente, para um ortogneisse granítico que forneceu uma idade U-Pb em zircão de 958 Ma.

As análises U-Pb em zircão do Plúton Minador do Lúcio mostram dois núcleos de zircão com idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $680,9 \pm 13,4$ Ma (#3.1) e $1229,5 \pm 20,9$ Ma (#4.1), respectivamente. A presença destes xenocristais sugere que o PML tem participação de componentes Mesoproterozoico e Neoproterozóico (Criogeniano). No entanto, o único corpo bem documentado de idade Mesoproterozóica na PB é o augen gnaisse Taquaritinga, que se encontra no Domínio da Zona transversal mostrando característica de granito Tipo-A interpretado como pluton anorogênico deformado com uma idade U-Pb em zircão de 1521 ± 6 Ma (Sá et al., 2002). Um grão de zircão de idade U-Pb Mesoproterozoica foi datado por Neves et al. (2008) no plúton Cabanas no subdomínio Garanhuns (1560 ± 16 Ma), semelhantemente Silva Filho et al. (2010) obtiveram a idade U-Pb de 1565 ± 16 Ma em um grão de zircão do plúton Águas Belas no Batólito Águas Belas–Canindé. A presença de grãos de zircão de idade Mesoproterozóica dentro do Domínio Pernambuco-Alagoas sugere que ao menos parte deste embasamento contém rochas com esta idade (Silva Filho et al., 2010).

A análise de núcleos de zircão no Plúton Cacimbinhas forneceu idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $805,5 \pm 14,4$ Ma (#14.1) e $1074,9 \pm 19,9$ Ma (#1.1) em núcleos com sobrecrecimento, sugerindo que estes grãos de zircão são herdados do embasamento Toniano ou mesmo de sua rocha fonte que pode apresentar uma idade similar.

Para as amostras mais primitivas dos plutons estudados as temperaturas de saturação em zircão para as rochas estudadas são em geral superiores a 800°C . Contudo, temperaturas de saturação em zircão podem ser afetadas por herança que pode aumentar as temperaturas calculadas. Alguns dos plútons estudados mostram núcleos de grãos de zircão herdado. No entanto, estes grãos ocorrem esparsos e se constituem em pequenos cristais não devendo contribuir significativamente na temperatura obtida. Zircão com um núcleo herdado que possua, por exemplo, metade do seu raio contém apenas $1/8$ de sua massa (ex., Simon et al., 2017). Realizando este exercício com a amostra OGN-MA 14pc (421 ppm), a subtração de possível Zr ligada ao zircão herdado (52,6 ppm) da concentração total de Zr da amostra causaria a redução da temperatura em apenas 13°C . Considerando que as estimativas de temperatura com base na saturação em apatita são geralmente mais altas que aquelas de saturação em zircão, as temperaturas de saturação de Zr são menores e são provavelmente causadas por saturação precoce em Zr e fracionamento de zircão no início da evolução magmática (Miller et al., 2003), que foi identificada para os plutons estudados (ver item 9.1).

Os dados Sm-Nd dos plútons estudados indicam idades TDM variando de 0,9 a 1,30 Ga e ϵNd entre 0,85 a - 5,0, com exceção de uma amostra do Minador do Negrão que mostra um valor anômalo de + 4,2 (Figura 110). Estes dados são compatíveis com o intervalo de idades TDM do sub-domínio Água Branca (Silva Filho et al., 2014) que apresentam características de arco magmático, apresentando plutons cálcio-alcalinos metaluminosos com amplo intervalo composicional caracterizados por valores de ϵNd (t) positivo a levemente positivo.



Fonte: Zindler & Hart, 1986.

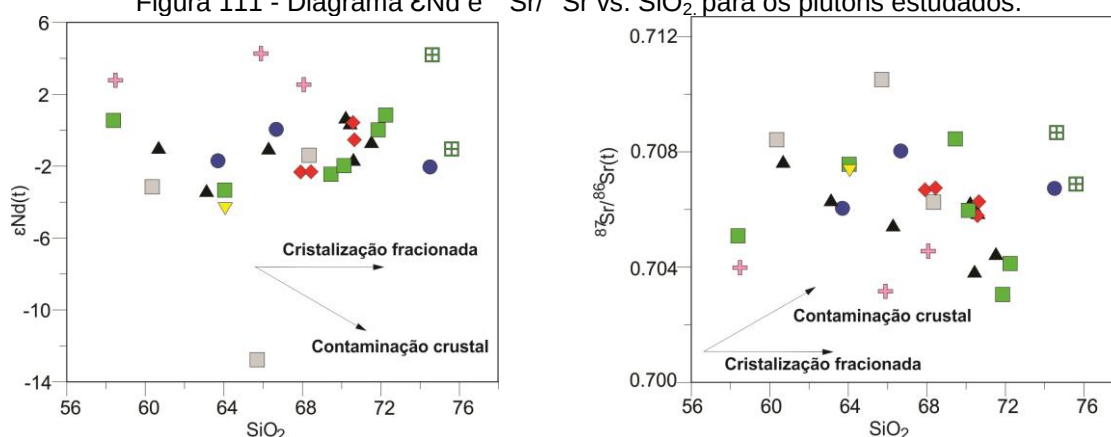
Duas hipérbolas com o possível efeito de assimilação de crosta continental são dadas construídas de acordo com Faure (1986) e Allègre (2008). O componente do manto utilizado no modelamento possui $\epsilon\text{Nd} = +5$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029$, $\text{Sr}_{\text{DMC}} = 581$ ppm, $\text{Nd}_{\text{DMC}} = 32,3$ ppm (Sun and McDonough 1989). Os componentes da crosta são (B) $\epsilon\text{Nd} = -30$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71$, $\text{Nd}_{\text{LCC}} = 11$ ppm, $\text{Sr}_{\text{UCC}} = 348$ ppm, e (B') $\epsilon\text{Nd} = -15$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,74$, $\text{Nd}_{\text{UCC}} = 27$ ppm, $\text{Sr}_{\text{UCC}} = 320$ ppm (valores da crosta continental superior e inferior de acordo com Rudnick & Gao 2014). Incrementos de 10% estão marcados. Membros finais dos reservatórios do manto modificados de Zindler & Hart (1986) e Hart et al. (1986) [DMM (manto "MORB" deplecionado), EM I (manto enriquecido tipo 1) e EM II (manto enriquecido tipo 2) e HIMU (manto de alto U/Pb)]. Composição do manto litosférico de Liu et al. (2014). Mantle array após Xiong et al (2014).

Valores de ϵNd próximos de zero ou positivos são comuns a rochas derivadas do manto. Na Figura 110 claramente pode ser observado que as amostras plotam seguindo o "mantle array" sendo as rochas do embasamento mais primitivas quando comparadas as dos plutons estudados. As rochas do embasamento apresentam idade TDM variando de 1,11 a 1,34 Ga e ϵNd positivo variando entre 2,7 a 4,2 e são sugestivos de derivação do manto. Os valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ negativos de parte das amostras dos plutons estudados podem ser obtidos através da incorporação/assimilação de material crustal durante a ascensão do magma na crosta ou mesmo devido ao metassomatismo¹⁰ do manto. Modelagem numérica simples de Sr-Nd com curvas de mistura de um componente derivado do manto e

¹⁰ Metassomatismo do manto: se desenvolve nas cunhas mantélicas superpostas às zonas de subducção provocando mudanças na composição do manto, através dos fluídos liberados durante o metamorfismo da placa subductada, enriquecendo-o em elementos incompatíveis (ex., Davidson, 1996).

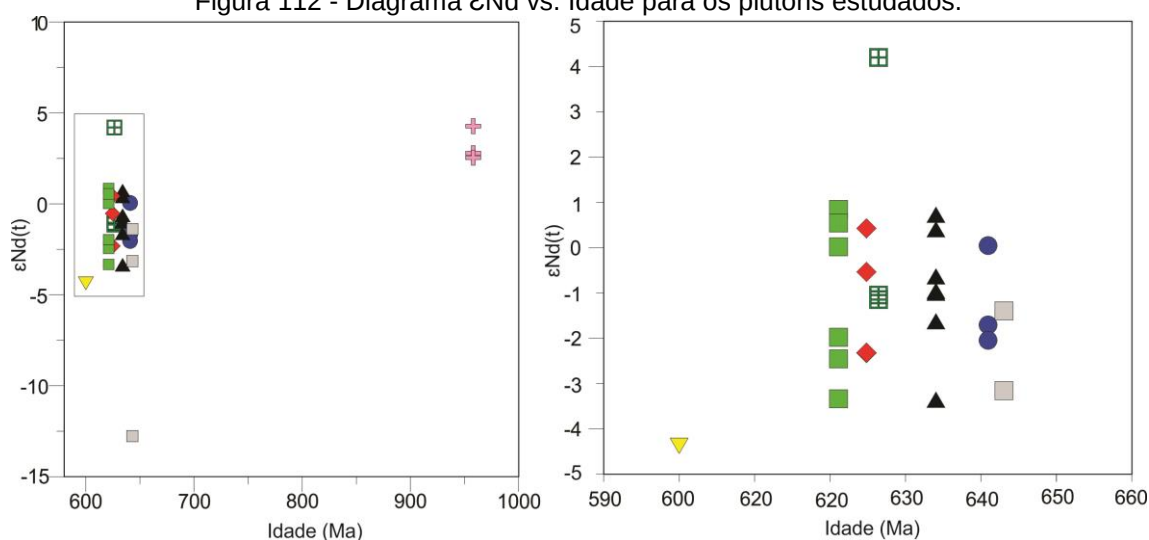
um componente derivado da crosta inferior e superior construídas de acordo com as equações propostas por Faure (1986) foram testados e também indicam que os plutons estudados são majoritariamente formados de material derivado do manto. O envolvimento de um componente crustal nos protólitos do PML e PCC pode ser sugerido pelos grãos de zircão herdados, no entanto estes podem ser derivados de uma crosta máfica recém-formada com um baixo tempo de residência crustal (i.e., não separados do manto há muito tempo; ex., Zhao & Zhou, 2009) que pode ter sido metassomatizada fornecendo valores de ϵNd levemente negativos de -1,39 a -3,15 (PML) e 0,41 a -3,35 (PCC), antes de sua fusão parcial durante a orogêno Brasileiro. Estes dados podem sugerir a derivação destas rochas em dois estágios (ver: Winter, 2010 capítulo 17; Silva et al., 2016). Em relação às rochas do PMN, PTQ e PPC, os valores de ϵNd variam de 4,2 a -1,0; 0,43 a -2,3 e 0,1 a -2,0 e não foram encontrados grãos de zircão herdados, isto pode ser devido ao baixo número de pontos analisados que são aproximadamente 14 por amostra ou mesmo sugerir a alta temperatura de formação destas rochas. Estes valores de TDM e ϵNd são sugestivos de que a fonte destes magmas derivou de material com idade em torno de 1,3 Ga ou mesmo da mistura de um material do manto com material mais antigo (Paleoproterozoico?) como sugerido para outras partes da Borborema (conferir revisão em Van Schmus et al., 2011). Para os sienitos do pluton Lagoa do Boi os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$ (-4.37 to -5.03) são interpretados como tendo sido derivados pela interação entre os magmas basáltico alcalino derivados do manto e a crosta continental pré-existente (ex., Fitton & Upton, 1987; Zhao et al., 1995). Em um plot de ϵNd vs. sílica (Figura 111) pode ser observado que, para a maioria dos plutons e embasamento ocorrem pequenas variações sugerindo um papel principal da cristalização fracionada na origem destas rochas associada com alguma contaminação crustal. Uma interpretação similar pode ser extraída do diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs. sílica (Figura 111), no entanto de maneira curiosa algumas das amostras mais diferenciadas mostram razões isotópicas mais primitivas. No gráfico ϵNd vs. idade (Figura 112) é possível vislumbrar uma possível mudança na composição total e na assinatura isotópica com o tempo dos plutons e embasamento que os hospeda, que podem sugerir mudanças na participação de material mantélico versus crustal.

Figura 111 - Diagrama ϵ_{Nd} e $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 para os plutons estudados.



Fonte: A Autora, 2019.

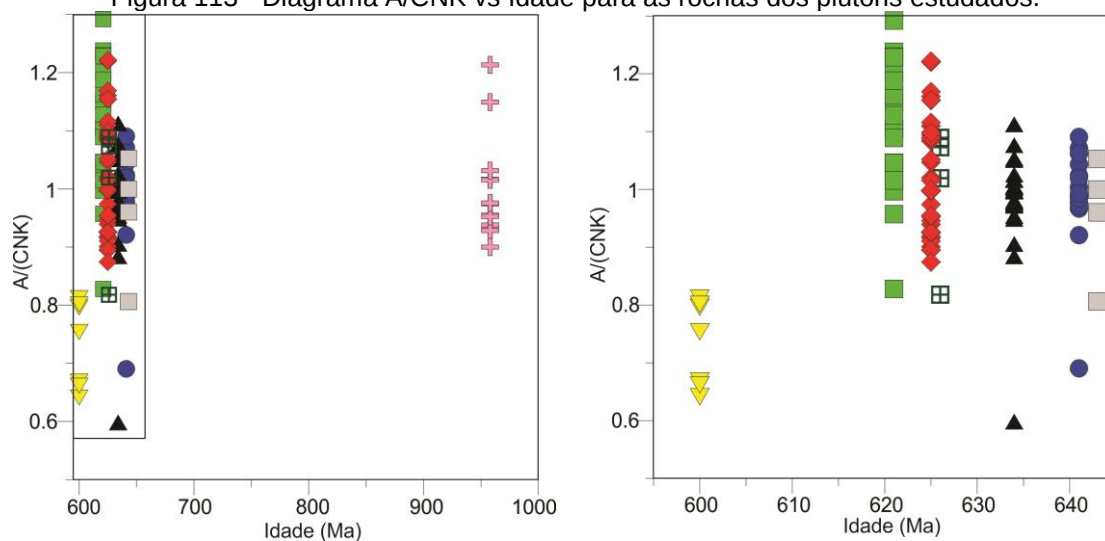
Figura 112 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade para os plutons estudados.



Fonte: A Autora, 2019.

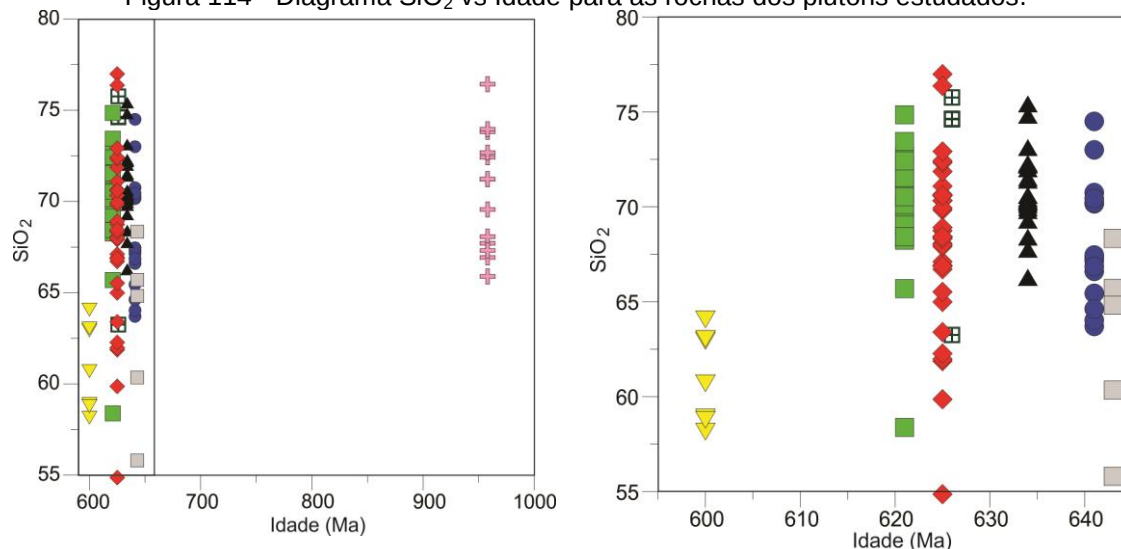
Nos diagramas A/CNK e SiO_2 vs. idade (Figuras 113 e 114) é possível observar um recobrimento da maioria dos plutons analisados. No entanto, o pluton Lagoa do Boi mostra valores claramente menores de sílica e saturação em alumínio, enquanto que o pluton Santana do Ipanema apresenta os maiores valores. No diagrama de Debon & Lefort (1983) com os campos de Villaseca et al. (1998) é possível observar que as rochas do embasamento e dos plutons plotam predominantemente no campo das rochas felsicas peraluminosas a metaluminosas com poucas amostras caindo no campo das moderadamente peraluminosas (Figura 115). Apesar destes plutons mostrarem trends distintos neste diagrama, ocorre um claro recobrimento, que pode sugerir pequenas variações na fonte e/ou o grau de assimilação de material crustal nestas rochas durante diferenciação magmática (ex., Moyen et al., 2017).

Figura 113 - Diagrama A/CNK vs Idade para as rochas dos plutons estudados.



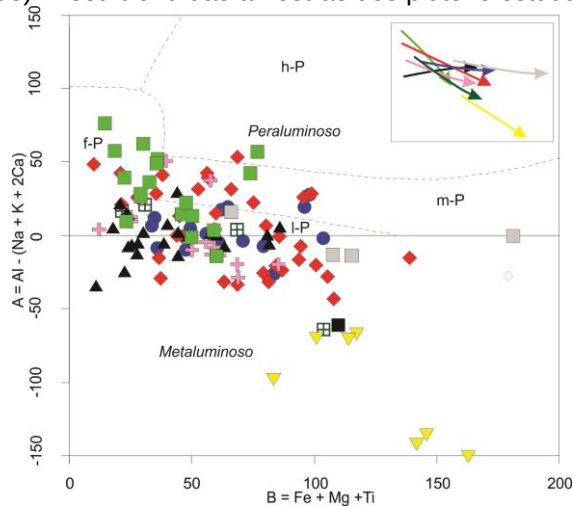
Fonte: A Autora, 2019.

Figura 114 - Diagrama SiO₂ vs Idade para as rochas dos plutons estudados.



Fonte: A Autora, 2019.

Figura 115 - Diagrama B-A de Debon & Lefort (1983) com os campos de Villaseca et al. (1998). Inset: trend das amostras dos plutons estudados.



Fonte: Debon & Lefort, 1983.

9.3 CORRELAÇÕES COM DOMÍNIOS TECTÔNICOS ADJACENTES

Granitos são ótimos marcadores de eventos colisionais e capazes de fornecer calor para as rochas encaixantes durante uma intrusão granítica. As idades U-Pb SHRIMP obtidas neste trabalho indicam um magmatismo cedo brasileiro e um embasamento de idade toniana. Os grãos de zircão de um ortognaisse e dos 6 plutons mostram zoneamento oscilatório característicos, alguns com núcleos herdados, e representam idades de cristalização “*concordias ages*”. Estes dados têm sido comparados com dados U-Pb TIMS e SHRIMP da literatura (Silva Filho et al. 2000, 2008; Guimaraes et al. 2004; Neves et al. 2008; Bueno et al. 2009; Oliveira et al., 2010; Silva Filho et al. 2013, 2014, 2016; Silva et al., 2015, 2016).

Atualmente existem poucos dados disponíveis na literatura, do magmatismo granítico que foi dominante durante o Brasileiro, (tabela 11) que nos permita correlacionar os domínios Pernambuco-Alagoas, Transversal e Sergipano (ex: Oliveira et al., 2010, 2018; Silva Filho et al., 2014). No entanto, conforme sugerido por Trompette (1994), Bueno et al. (2009), Oliveira et al. (2010, 2015, 2018), Silva et al., (2015, 2016), Lisboa et al., (2019) a convergência do craton São Francisco possivelmente iniciou em aproximadamente 640 Ma (alojamento de granitos tipo arco) e continuou até cerca de 570 Ma (intrusão de leucogranitos).

Os granitos alojados no BABC apresentam idades de cristalização similares às encontradas nos plútons dos domínios adjacentes. No domínio Pernambuco-Alagoas: O pluton Água Branca (Silva Filho et al. 2013) integrante do sub-domínio crustal Água Branca (Silva Filho et al. 2002, 2014) mostrou idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de 624 ± 5 Ma contemporânea aos plútons Minador do Negrão, Tanquinho, Santana do Ipanema, Monteiropolis e Major Isidoro, enquanto que o pluton Serra do Catu (Silva Filho et al., 2016) tem idade (632 ± 5 Ma) semelhante ao pluton Cacimbinhas; já um ortognaisse da zona de cisalhamento Jacaré dos Homens (Silva et al., 2019-sob revisão) mostrou idade de 642 ± 3 Ma que é contemporânea aos plutons Minador do Lúcio e Poço da Cacimba. No Domínio Sergipano: as idades do granodiorito Lajedinho no subdomínio Canindé (Nascimento et al., 2005; $621 \pm 9,5$ Ma U-Pb SHRIMP em zircão), do tonalito Camará, que é estimada para o início da fase de deformação D2 no Domínio Sergipano, do granodiorito Coronel João Sá e stock Lagoa do Roçado no subdomínio Macururé (Bueno et al., 2009, 628 ± 12 Ma U-Pb SHRIMP em zircão; Long et al., 2005, 625 ± 2

Ma U-Pb SHRIMP em zircão; Silva, C.C. et al., 2014, 618 ± 4 Ma SHRIMP, respectivamente), e do granito Queimada Grande no subdomínio Poço Redondo/Marancó (Oliveira et al., 2015, 618 ± 4 Ma U-Pb) estão dentro do mesmo intervalo de idade dos plutons alojados no batólito Águas Belas-Canindé. No Domínio Sergipano, os plútons com idades de ~ 625 Ma são interpretados por Bueno et al. (2009) e Ganade de Araújo (2014) como pre- a sin-colisionais e com características de granitos de arco (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2010, 2016). Neste mesmo domínio Oliveira et al. (2010) encontraram a idade platô ^{40}Ar - ^{39}Ar de 625 ± 3 Ma em anfibólios extraídos de um metabasalto. Esta idade em conjunto com as obtidas por Araújo et al. (2004) são interpretadas como relacionadas ao arqueamento e resfriamento lento do Domínio Sergipano (Oliveira et al., 2010). No domínio da Zona Transversal: Ferreira et al. (2011) registraram uma idade U-Pb em zircão de 618 ± 5 Ma para o tonalito Curral de Cima e Van Schumus et al. (2011) obtiveram uma idade U-Pb SHRIMP de 623 ± 5 Ma para o ortognaisse granodiorítico Praça Meio Mundo. Guimarães et al. (2011) registraram idade 616 ± 5 Ma em granitos sin-colisionais (Complexo Timbaúba) relacionados com extensão e compressão no domínio da Zona Transversal.

Tabela 11 - Resumo dos dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb disponíveis para rochas ígneas e metagênese dos domínios Sergipano, Zona Transversal e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema.				
Unidade	Mineral	Método	Idade (Ma)	Referências
Domínio Sergipano				
Granito Sítios Novos	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	631 ± 4	Oliveira et al. (2015)
Tonalito Camara	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	628 ± 12	Bueno et al. (2009)
Granodiorito Coronel João Sá	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	625 ± 2	Long et al. (2005)
Granito Poço Redondo	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	623 ± 7	Oliveira et al. (2015)
Granodiorito Lajedinho	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	619 ± 3	Oliveira et al. (2015)
Plúton Queimada Grande	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	618 ± 4	Oliveira et al. (2015)
Domínio Pernambuco-Alagoas				
Plúton Serra do Catú	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	632 ± 4	Silva Filho et al. (2016)
Batólito Major Isidoro	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	$626,6 \pm 4$	Silva et al. (2015)
Batólito Monteirópolis	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	$625,8 \pm 4$	Silva et al. (2016)
Ortognaisse Jacaré dos Homens	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	$642,4 \pm 3$	Silva et al. (em revisão)
Plúton Santana do Ipanema	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	618 ± 6 ; 620 ± 5	Silva Filho et al. (2016); Sales das Neves et al. (2018)
Plúton Serra da Caiçara	Zircão	U-Pb (TIMS)	616 ± 4	Silva Filho et al. (2013)
Plúton Mata Grande	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	612 ± 7	Silva Filho et al. (2013, 2016)
Plúton Água Branca	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	610 ± 4	Silva Filho et al. (2016)
Plúton Correntes	Zircão	U-Pb (SHRIMP)	603 ± 5	Silva Filho et al. (2016)
Ortognaisse Altinho	Zircão	U-Pb (LA-ICP-MS)	646 ± 13	Neves et al. (2015)

Domínio da Zona Transversal		MS)		
Plúton Remédios	Zircão	Pb–Pb evaporation	643 ± 2	Ferreira et al. (2003)
Ortognaisse Sienítico	Zircão	U–Pb (LA-ICP-MS)	636 ± 3	Neves et al. (2015)
Plúton Conceição pluton	Zircão	U–Pb (convencional)	635 ± 9	Brito Neves et al. (2003); Sial, 1993
Ortognaisse Praça Meio Mundo	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	623 ± 5	Van Schmus et al. (2011)
Ortognaisse Granítico	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	622 ± 4	Silva Filho et al. (2014)
Ortognaisse Granítico	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	620 ± 10	Silva Filho et al. (2014)
Tonalito Curral de Cima	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	618 ± 5	Ferreira et al. (2011)
Complexo Timbaúba	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	616 ± 5	Guimarães et al. (2011)
Ortognaisse Caruaru	Zircão	U–Pb (LA-ICP-MS)	616 ± 4	Neves et al. (2012)
Complexo Itapetim	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	615,5 ± 8,7	Guimarães et al. (2011)
Plúton Olho d'água	Zircão	U–Pb (SHRIMP)	613 ± 18	Van Schmus et al. (2011)
Metagranitoide Caldeirão Vermelho	Zircão	U–Pb (LA-ICP-MS)	611 ± 14	Cruz et al. (2012)
Ortognaisse Jupí	Zircão	U–Pb (LA-ICP-MS)	606 ± 8	Neves et al. (2008)

Fonte: A Autora, 2019.

Os plútons estudados são classificados como pre- a sin-colisionais e são contemporâneos ao magmatismo Brasileiro do domínio da Zona Transversal da Província Borborema correspondente ao estágio I de Van Schmus et al. (2011) com idades de cristalização entre 650 a 610 Ma.

9.4 INTERPRETAÇÕES TECTÔNICAS

O rompimento de placa listoférica resulta em um conjunto de rifts que pode ser formado por evolução de domos térmicos que se instalam ao longo de uma zona de convergência e são caracterizados por um adelgaçamento crustal e um soerguimento do manto. Vários autores têm encontrado evidências (gabros toleíticos) de um evento extensional no Domínio Sergipano durante o início do Neoproterozoico, antes do evento de colisão Brasileiro (Oliveira & Tarney 1995; Oliveira et al. 2010). A evolução crustal da Província Borborema durante o Neoproterozoico foi marcada pelo desenvolvimento de vários protooceanos e bacias oceânicas (Basei et al., 2010), alguns deles reconhecidos no Domínio Sergipano e Faixa Riacho do Pontal, a sul e na Faixa de Dobramentos Ceará, a norte da província.

O magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio é descrito em diversos ambientes tectônicos: margens continentais ativas, orogênicos colisionais e em soerguimento

pós colisional intraplaca da crosta continental. Magmas peraluminosos são descritos em geral em ambientes de colisão continental. De acordo com Barbarin (1999) rochas cálcio-alcalinas são invariavelmente alojadas acima de zonas de subducção, formando grandes batólitos alongados paralelamente a trincheira de margens continentais ativas. Segundo Frost et al. (2001), a origem dos granitos magnesianos tem sido interpretada como relacionada a subducção. No modelo proposto por Osako (2005) e Silva (2017) granitoides alojados neste intervalo de tempo pertencentes aos principais batólitos do sul do Domínio Pernambuco-Alagoas poderiam representar o magmatismo associado ao desenvolvimento de um arco magmático. A convergência Brasileira possivelmente conduziu a construção do arco continental entre 630-620 Ma com o alojamento de granitoides com assinatura de arco neste intervalo (Oliveira et al. 2010; Silva et al., 2015, 2016).

9.5 CONCLUSÕES

As rochas estudadas variam de granodiorito a sienito. E podem ser agrupadas em três principais grupos/suites: porfiríticos (PML, PCC, PTQ), inequigranulares (PMN), equigranular (PSI, PPC) cálcio-alcalinos e o equigranular (PLB) alcalino.

Os plutons estudados apresentam por vezes uma foliação de baixo ângulo, o que sugere que o alojamento destes plutons foi sin-cinemático contemporâneo ao pico de metamorfismo relacionado a orogênese Brasileira.

Os dados geoquímicos permitiram caracterizar estas rochas como metaluminosas a moderadamente peraluminosas, cálcio alcalina de alto-K, magnesianas, tipicamente granitos tipo-I. Estas rochas apresentam anomalias negativas de Nb-Ta e Ti semelhantes as assinaturas químicas de magmas relacionados a zona de subducção.

A assembleia mineral de quartzo + feldspato potássico + plagioclasio + biotita ± hornblenda ± magnetita ± titanita ± epidoto ± ilmenita é comum nos plutons estudados. A coexistência da assembleia mineral acima sugere que cristalização deve ter ocorrido a condições de alta fugacidade de oxigênio.

As temperaturas de saturação de zircão para as rochas estudadas são notadamente superiores a 800 ° C e sugerem que essas rochas são granitos “Tipo I” de alta temperatura. As condições médias de pressão e temperatura para alojamento dos

plutons Poço da Cacimba variam de 4,47 a 6,77 Kbar ($An > 15$); 613 a 705 °C e para o pluton Tanquinho ($An > 14$) de 4,1 a 4,53 Kbar; 635 a 683 °C.

Os grãos de zircão analisados por U–Pb SHRIMP para os plutons estudados mostram um estreito intervalo de idades (643-624 Ma). Estas idades em conjunto com os dados da literatura permitiram estabelecer o início da orogenia Brasileira no Domínio Pernambuco–Alagoas entre 643 e 621 Ma.

Para os plutons Cacimbinhas, Tanquinho e Poço da Cacimba, ϵNd variam de -3,19 a 0,95 com idades modelo (TDM) entre 0,96 a 1,32 Ga.

Para as rochas do pluton Minador do Negrão, valores de ϵNd variam de -1,04 a 4,2 com TDM 0,86 a 1,19 Ga. O pluton Minador do Lucio apresenta valores negativos de ϵNd -3,15 a -1,39 com idade modelo (TDM) de 1,13 a 1,25 Ga. O dique sienítico do pluton Minador do Lucio apresenta valores de ϵNd de -12,77 e TDM de 2,16 Ga;

Os plutons Cacimbinhas, Minador do Lucio, Minador do Negrão, Poço da Cacimba e Tanquinho apresentam razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ variando entre 0,70532 a 0,70867. O dique de composição sienítica que corta o pluton Minador do Lucio apresenta um valor de razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ (643Ma) de 0,71067. Para as rochas do embasamento, as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ variam de 0,70264 a 0,70455. As rochas do embasamento Toniano mostram valores de ϵNd positivo variando de 2,54 a 4,27 e idades modelo (TDM) 1,12 a 1,35 Ga.

Os valores de Mg# para os plutons são em geral >35 e as razões de Rb/Sr e Ba/Rb são baixas. Os altos valores de Na_2O e K_2O dos plutons mostram composições similares a fusões produzidas experimentalmente de rochas basálticas de médio a alto-K. Estes dados integrados (juntos com os de Sr-Nd) sugerem que estes plutons foram produzidos por fusão parcial de rochas máficas Tonianas/Estenianas derivadas do manto com adição de componente crustal. Já o dique sienítico deve ter sido produzido a partir de uma fonte Paleoproterozoica.

REFERÊNCIAS

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. **Journal of Petrology**, 35, 525–541, 1994.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 37, 1779-1802, 1973.
- ALLÈGRE C.J. **Isotope Geology**. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, 2008.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth-Science Reviews** 17, 1–29, 1981.
- ANDERSON, J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, 87, 125–138, 1996.
- ANDERSON, J.L., BARTH, A.P., WOODEN, J.L., MAZDAB, F. Thermometry and Thermobarometers in Granitic Systems. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry** 69, 121–142, 2008.
- ANDERSON, J.L., SMITH, D.R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist** 80, 549–559, 1995.
- ARAÚJO, M.N., OLIVEIRA, E.P., ONOE, A.T. Geocronologia ³⁹Ar/⁴⁰Ar de sucessivos episódios deformacionais em limite de terrenos da faixa sergipana, in SBG, ed., **42nd Congresso Brasileiro de Geologia**, Araxá, Brazil, 2004. CD-ROM.
- BACHMANN, O., DUNGAN, M. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. **American Mineralogist**, 87, 1062–1076, 2002.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos** 46, 605–626, 1999.
- BASEI, M.A.S., NEVES, B.B.B., SIGA, O., BABINSKI, M., PIMENTEL, M.M., GAETA TASSINARI, C.C., HOLLANDA, M.H.B., NUTMAN, A., CORDANI, U.G. Contribution of SHRIMP U—Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**. 183, 112—144, 2010.
- BLACK, L.P., KAMO, S.L., ALLEN, C.M., DAVIS, D.W., ALEINIKOFF, J.N., VALLEY, J.W., MUNDIL, R., CAMPBELL, I.H., KORSCH, R.J., WILLIAMS, I.S., FOUDOULIS, C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. **Chemical Geology** 205, 115–140, 2004.
- BLUNDY, J.D., HOLLAND, T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 104, 208–224, 1990.

BOEHNKE, P., WATSON, E.B., TRAIL, D., HARRISON, T.M., SCHMITT, A. Zircon saturation re-revisited. **Chemical Geology** 351, 324–334, 2013.

BRITO, M.F.L., MENDES, V.A., PAIVA, I.P. Metagranitóide Serra das Flores: Magmatismo Toniano (tipo-A) no Domínio Pernambuco-Alagoas, Nordeste do Brasil. In: **44º Brazilian Geological Congress**, Curitiba, 2008. Abstract in CD-ROM (in Portuguese).

BRITO NEVES B.B., SANTOS E.J., VAN SCHMUS W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America. **31st International Geological Congress**, Rio de Janeiro, Brazil, 151– 182, 2000.

BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., SANTOS E.J., CAMPOS NETO M.C., KOZUCH M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências** 25, 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J. O Sistema Pajeú – Paraíba e o Maciço São José de Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira Geociências** 31, 173–184, 2001.

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences** 47, 72–89, 2013.

BUENO, J.F., OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N., LAUX, J.H. U–Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE–Brazil, and implications for the timing and duration of continental collision. **Gondwana Research** 15, 86–97, 2009.

CASTILLO, P. R., JANNEY, P. E., SOLIDUM, R. U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 134, 33-51, 1999.

CAVOSIE A.J., KITA N.T., VALLEY J.W. Primitive oxygen-isotope ratio recorded in magmatic zircon from the Mid-Atlantic Ridge. **American Mineralogist** 94, 926–934, 2009.

CAXITO, F.A., UHLEIN, A., DANTAS, E.L. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 51, 12-27, 2014.

COCHERIE, A. Systematic use of trace element distribution on patterns in log-log diagrams. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 50, 2517-2522, 1986.

CHAPPELL, B.W., WHITE, A. J. R., WILLIAMS, I.S., WYBORN, D. Low- and high-temperature granites. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences** 95, 125–140, 2004.

CHEN, J.-Y., YANG, J.-H., ZHANG, J.-H., SUN, J.F., WILDE, S.A. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence. **Lithos** 162–163, 140–156, 2013.

CLEMENS, J.D., STEVENS, G. What controls chemical variation in granitic magmas? **Lithos** 134–135, 317–319, 2012.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema province, northeast Brazil, **Revista Brasileira de Geociências** 28, 221–228, 1998.

DAVIDSON, J.P. **Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism**: American Geophysical Union Geophysical Monograph 96, 251–262, 1996.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., AND MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology** 29, 183–210, 1980.

DEBON, F., LEFORT, P. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences** 73, 135–149, 1983.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An Introduction to the Rock-Forming Minerals**. 3rd. Edition. London: Mineralogical Society, 2013. 498 pp.

DEFANT, M.J., DRUMMOND, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature** 347, 662–665, 1990.

ENAMI, M., SUZUKI, K., LIOU, J.G., BIRD, D.K. Al–Fe³⁺ and F–OH substitutions in titanite and constraints on their P–T dependence. **European Journal of Mineralogy** 5, 219–231, 1993.

EVANS, B.W., VANCE, J.A. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder County, Colorado. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 96, 178–185, 1987.

FAURE, G. **Principles of Isotope Geology**. 2nd edn. John Wiley, New York, 1986.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., JARDIM DE SÁ, E.F. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 11, 439–455, 1998.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., PIMENTEL, M.M., ARMSTRONG, R., GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F., LIMA, M.M.C., SILVA, T. R. Reworked old crust-derived shoshonitic magma: The Guarany plúton, Northeastern Brazil. **Lithos** 232, 150–161, 2015.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., PIMENTEL, M.M., ARMSTRONG, R., SPICUZZA, M., GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F. Contrasting sources and P-T crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, northeastern Brazil: O, Sr, and Nd Isotopes. **Lithos** 121, 189–201, 2011.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., PIMENTEL, M.M., MOURA, C.A.V. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, northeastern Brazil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B., (Eds.). **Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora São Paulo, USP, chapter XII, pp. 189–201, 2004.

FETTER, A.H. **U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana**. Doctoral Dissertation, Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 1999. 164 pp.

FITTON, J.G., UPTON, B.G. **Alkaline Igneous Rocks**. The Geological Society by Blackwell Scientific Publications 30, 1987.

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, 2033–2048, 2001.

FROST, B.R., FROST, C.D. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. **Journal of Petrology** 49, 1955–1969, 2008.

GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., KEI, S. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE- Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. **Lithos** 202–203, 167–189, 2014.

GANADE DE ARAUJO, C.E., WEINBERG, R.F., CORDANI, U.G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova** 26, 157–168, 2014.

GREEN, T.H., ADAM, J. Pressure effect on Ti- or P-rich accessory mineral saturation in evolved granitic melts with differing K₂O/Na₂O ratios. **Lithos** 61, 271–282, 2002.

GREEN, T.H., WATSON, E.B. Crystallization of Apatite in Natural Magmas Under High Pressure, Hydrous Conditions, with Particular Reference to Orogenic Rock Series. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 79, 96–105, 1982.

GUIMARÃES, I.P., BRITO, M.F.L., LAGES, G.A., SILVA FILHO, A.F., SANTOS, L., BRASILINO, R.G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review, **Journal of South American Earth Sciences**, 97–112, 2015.

GUIMARÃES, I.P., BRITO, M.F.L., LAGES, G.A., SILVA FILHO, A.F., SANTOS, L., BRASILINO, R.G. Tonian granitic magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences** 68, 97–112, 2016.

GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., MACAMBIRA, M.J.B., ARMSTRONG, R. 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, 2011.

GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., VAN SCHMUS, W.R., ARAÚJO, J.M.M., MELO, S.C., MELO, E.B. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeu–Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research** 135, 23–53, 2004.

GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., BITTAR, S.M.B., SILVA FILHO, A.F., ARMSTRONG, R. U–Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research** 192, 52–77, 2012.

HAMMARSTRON, J.M., ZEN, E.-A. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. **American Mineralogist** 71, 1297–1313, 1986.

HANCHAR, J.M., WATSON, E.B. Zircon Saturation Thermometry. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., (Eds.). **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 53. Mineralogical Society of America, Washington DC, chapter IV, 89–112, 2003.

HARRISON, T.M., WATSON, E.B. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 48, 1467–1477, 1984.

HART, S.R., GERLACH, D.C., WHITE, W.M. A possible new Sr–Nd–Pb mantle array and consequences for mantle mixing. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 50, 1551–1557, 1986.

HOLLAND, T., BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 116, 433–447, 1994.

HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H., SISSON, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. **American Mineralogist** 72, 231–239, 1987.

HOSKIN, P.W.O., BLACK, L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. **Journal of Metamorphic Geology** 18, 423–439, 2000.

HOSKIN, P.W.O., SCHALTEGGER, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry** 53, 27–62, 2003.

IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 8, 523-548, 1971.

JACOBSEN, S.B. Isotopic and chemical constraints on mantle-crust evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 52(6), 1341–1350, 1988.

JANOUSSEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology** 47, 1255–1259, 2006.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana**. Unpublished PhD thesis, University of Brasília, Brasília, Brazil, 1994. 804 pp, (in Portuguese).

JOHNSON, M.C., RUTHERFORD, M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. **Geology** 17, 837–841, 1989.

KIRKLAND, C. L.; SMITHIES, H.; TAYLOR, R.J.M.; EVANS, N. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. **Lithos** 212-215, 397-414, 2015.

KOZUCH, M. **Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil and their bearing tectonic setting** [Ph.D. thesis]: Lawrence, Kansas University, 2003. 199 pp.

LALONDE, A.E., BERNARD, P. Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonics suites from the Hepburn Internal Zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories. **Canadian Mineralogist** 31, 203-217, 1993.

LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J.W., YOUZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. **European Journal of Mineralogy** 9, 623–651, 1997.

LEAL, A.S. Inventário hidrogeológico do nordeste, folha 19, Aracajú-NE, [S.I.]: SUDENE, 1970. 242 pp. (**Série Hidrogeologia**, 33).

LIMA, M.M.C., SILVA, T.R., FERREIRA, V.P., SILVA, J.M.R. Metasedimentary rocks of the northern part of the Macururé Domain, Sergipano Belt (northeastern Brazil): Geochemical characterization of their protoliths and tectonic implications. **Estudos Geológicos** 24, 89–107, 2014.

LIU, J.G. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSiO}_{12}(\text{OH})$. **Journal of Petrology** 14, 381–413, 1973.

LISBOA, V.A.C., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., FERNANDES, D.M. The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: The Glória Norte Stock. **Journal of South American Earth Sciences** 89, 173-188, 2019.

LIU, D., ZHAO, Z., ZHU, D.-C., NIU, Y., DEPAOLO, D.J., HARRISON, T.M., MO, X., DONG, G., ZHOU, S., SUN, C., ZHANG, Z., LIU, J. Postcollisional potassic and ultrapotassic rocks in Southern Tibet: Mantle and crustal origins in response to India–Asia collision and convergence. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 143, 207–231, 2014.

LONG, E.L., CASTELLANA, C.H., SIAL, A.N. Age, Origin and Cooling History of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. **Journal of Petrology** 46, 255–273, 2005.

LUDWIG, K.R. User's manual for Isoplot/Ex, version 3.71: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, Nº 5, 2009.

LUGMAIR, G.W., MARTI, K. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. **Earth and Planetary Science Letters** 39, 349–357, 1978.

MARTIN, H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. **Geology** 14, 753–756, 1986.

MCDONOUGH, W.F., SUN, S.-S. The composition of the Earth. **Chemical Geology** 120(3–4), 223–253, 1995.

MEDEIROS, V. Folha Garanhuns, escala 1:250.000. CPRM, **Programa PLGB**, internal report, 1998. 22 pp.

MENDES, V., BRITO, M.F.L., PAIVA, I.P. Folha Arapiraca (SC.24-X-D, escala 1:250000). Integration Geological (Geologic map). **Brazilian Geological Survey (CPRM)**, Recife-PE, Brazil, 2009.

MIDDLEMOST, E.A.K. **Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology**. London, New York: Longman, 1985. 266 pp.

MILLER, C.F., MCDOWELL, S.M., MAPES, R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. **Geology** 31(6), 529–532, 2003.

MOLINA, J.F., MORENO, J.A., CASTRO, A., RODRÍGUEZ, C., FERSHTATER, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. **Lithos** 232, 286–305, 2015.

MONTEIRO-LIMA, H., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., SANTOS, L.C.M.L., DANTAS, E.L. Geochemical and detrital zircon geochronological investigation of the metavolcanosedimentary Araticum complex, sergipano fold belt: Implications for the evolution of the Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 86, 176-192, 2018.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K., GOTTARDI, G. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist** 73, 1123-1133, 1988.

MOYEN, J.-F., LAURENT, O., CHELLE-MICHOUE, C., COUZINIÉ, S., VANDERHAEGHE, O., ZEHB, A., VILLAROS, A., GARDIEN, V. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth **Lithos** 277, 154–177, 2017.

NACHIT, H., IBHI, A., ABIA, E.H., OHOUD, M.B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Comptes Rendus Geoscience**. 337, 1415-1420, 2005.

NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M., CARRON, J.P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids. Comptes rendus de l'Académie des sciences de la Terre et des planetes. **Earth and Planetary Sciences** 11 (II), 813–818, 1985.

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, 1031–1044, 2003.

NEVES, S.P. Atlantica revisited: new data and thoughts on the formation and evolution of a long-lived continent. **International Geology Review** 53, 1377–1391, 2011.

NEVES, S.P. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. **Journal of South American Earth Sciences** 58, 150–164, 2015.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., BOSCH, D., SILVA, J.M.R., MARIANO, G. U–Pb ages of plútonic and metaplútonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. **Journal of South American Earth Sciences** 25, 285–297, 2008.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., BOSCH, D., SILVA, J.M.R., MARIANO, G., SILVA FILHO, A.F., TEIXEIRA, C.M. L. From extension to shortening: Dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences** 58, 238–256, 2015.

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** 149, 197–216, 2006.

NEVES, S.P., MELO, S.C., MOURA, C.A.V., 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, 52–63, 2004.

NEVES, S.P., MONIÉ, P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences** 38, 129–146, 2012.

NEVES, S.P., VAUCHEZ, A. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones, State of Pernambuco). **Journal of South American Earth Sciences** 8, 289–298, 1995.

O'CONNOR, J.T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. **US Geological Survey**, 525B, B79-B84, 1965.

O'NEIL, J. R., CHAPPELL, B. W. Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. **Journal of the Geological Society of London** 133, 559–571, 1977.

OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N.J., WINDLEY, B.F., CARVALHO, M.J., NASCIMENTO, R.S. Detrital zircon U–Pb geochronology and whole-rock Nd isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: From early passive margins to late foreland basins. **Tectonophysics** 662:183–194, 2015.

OLIVEIRA, D.C., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, D.B. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research** 181, 64–84, 2010.

OLIVEIRA, E. P., WINDLEY, B. F., MCNAUGHTON, N. J., BUENO, J. F., NASCIMENTO, R. S., CARVALHO, M. J., ARAÚJO, M. N.C. The Sergipano Belt. Heilbron, M., Cordani, U. G., Alkmim, F. F., (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, **Regional Geology Reviews**. Springer, Suíça. 241–254, 2017.

OLIVEIRA, E. P.; TARNEY, J. Genesis of the copper-rich Caraíba norite-hypersthenite complex, Brazil. **Mineralium Deposita**, 30, 351–373, 1995.

OLIVEIRA, E.P., BUENO, J.F., MCNAUGHTON, N., SILVA FILHO, A.F., NASCIMENTO, R.S., DONATTI-FILHO, J.P. Age, composition, and source of continental arc and syncollision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 58, 257–280, 2015.

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 schist belt (Cameroon, Africa). **Journal of African Earth Sciences** 44, 470–478, 2006.

OSAKO, L. **Caracterização geológica da região entre as localidades de Paranatama e Curral Novo, PE, porção centro-norte do Complexo Pernambuco-Alagoas, Província Borborema**. Unpublished PhD thesis, Federal University of Pernambuco, Recife, Brazil, 2005. 163 pp, (in Portuguese).

OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbros and dolerites. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 86, 185-199, 1984.

PATIÑO DOUCE, A.E., BEARD, J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. **Journal of Petrology** 36, 707–738, 1995.

PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kasmonu area, northern Turkey. **Contribution to Mineralogy and Petrology** 58, 63–81, 1976.

RAPP, R.P., SHIMIZU, N., NORMAN, M.D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. **Nature** 425, 605–609, 2003.

RAPP, R.P., WATSON, E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. **Journal of Petrology** 36, 891–931, 1995.

READ, H. H. The granite controversy. **Interscience Pubs**. New York. XIX, 1957. 430p.

RICHARDS, J. P. & KERRICH, R. Special paper: Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. **Economic Geology** 102, 537-576, 2007.

ROSMAN, K. J. R., TAYLOR, P.D.P. Isotopic Compositions of the Elements 1997. **Journal of Physical and Chemical Reference Data** 27, 1275–1287, 1998.

RUDNICK RL, GAO S. Composition of the continental crust. **Treatise on Geochemistry** 3, 1-64, 2003.

RUSHMER, T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 107, 41-59, 1991.

RUTHERFORD, M.J., JOHNSON, M.C. Comment on Blundy and Holland's, 1990. "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 111- 266, 1992.

SÁ, J.M., BERTRAND, J.M., LETERRIER, J., MACEDO, M.H.F. Geochemistry and geochronology of pre-brasiliano rocks from the transversal zone, Borborema

Province, northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 14, 851-866, 2002.

SALES DAS NEVES, C.H.F., FERREIRA, V.P., NEVES, S.P. Caracterização litoquímica e geocronológica de granitos do Batólito Águas Belas-Canindé, no Domínio Pernambuco-Alagoas, na Província Borborema. Geol. USP, **Série científica**, São Paulo, 18, 173-192, 2018.

SANTOS, E.J. **O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema**. Unpublished PhD thesis, University of São Paulo, São Paulo, Brazil, 1995. 219 pp, (in Portuguese).

SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências** 29, 73–84, 1999.

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 29, 61–76, 2010.

SATO, K., TASSINARI, C.G., KAWASHITA, K., PETRONILHO, L. O método Geocronológico Sm–Nd no IG/USP e suas aplicações. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 67(3), 313–336, 1995.

SCHMIDT, M. W. 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, 1992.

SCHMIDT, M.W., POLI, S. Magmatic Epidote. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry** 56, 399–430, 2004.

SHABANI, A.A.T., LALONDE, A.E. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: a potential tectonomagmatic indicator? **The Canadian Mineralogist** 41, 1381–1396, 2003.

SHARP, Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 54, 1353–1357, 1990.

SIAL, A.N. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências** 16, 54–72, 1986.

SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies, **Journal of South American Earth Sciences** 68, 113–133, 2016.

SIAL, A.N., TOSELLI, A.J., SAAVEDRA, J., PARADA, M.A., FERREIRA, V.P. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. **Lithos** 46, 367–392, 1999.

SIAL, A. N.; FERREIRA, VALDEREZ P; FALLICK, A. E.; CRUZ, M. J. M. Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema Province, Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 11, 457-472, 1998.

SIAL, A.N., VASCONCELOS, P.M., FERREIRA, V.P., PESSOA, R.R., BRASILINO, R.G., MORAIS NETO, J.M. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. **Lithos** 105, 225–238, 2008.

SIAL, A.N. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian Foldbelts in Northeast Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias** 65, 141–162, 1993.

SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P., VAN SCHMUS, W. R. Crustal evolution of the Pernambuco–Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research** 5, 409–422, 2002.

SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P., VAN SCHMUS, W. R., DANTAS, E.L., ARMSTRONG, R., COCENTINO, L.M., LIMA, D.R. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, Northeast Brazil. **International Geology Review** 55, 1280–1299, 2013.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., FERREIRA, V.P., ARMSTRONG, R., SIAL, A.N. Ediacaran Águas Belas plúton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. **Gondwana Research** 17, 676–687, 2010.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SANTOS, L., ARMSTRONG, R., VAN SCHMUS, W.R. Geochemistry, U–Pb geochronology, Sm–Nd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 134–154, 2016.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W. R., ARMSTRONG, R., SILVA, J.M.R., COCENTINO, L.M., OSAKO, L.S. SHRIMP U–Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco–Alagoas Domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. **International Journal of Earth Sciences** 103, 2155–2190, 2014.

SILVA L.C., ARMSTRONG R., PIMENTEL M.M., SCANDOLARA J., RAMGRAB G., WILDNER W., ANGELIM L.A.A., VASCONCELOS A.M., RIZZOTO G., QUADROS M.L.E.S., SANDER A., ROSA A.L.Z. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira meridional e Rio Negro-Juruena. **Revista Brasileira de Geociências** 32, 529–544, 2002.

SILVA, C.C., SOARES, A.C.O., CONCEIÇÃO, J.A., LISBOA, V.A.C., ROSA, M.L.S., CONCEIÇÃO, H. SHRIMP U–Pb zircon dating Lagoa do Roçado stock, Macururé

Domain, Sergipano belt. IX SSAGI: South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, **Anais**, p 104, 2014.

SILVA, T.R., FERREIRA, V.P., LIMA, M.M.C., SIAL, A.N. Two stage mantle-derived granitic rocks and the onset of the Brasiliano orogeny: Evidence from Sr, Nd, and O isotopes. **Lithos** 264, 189–200, 2016.

SILVA, T. R. **Granitos da porção sudeste do batólito Águas Belas–Canindé, domínio Pernambuco–Alagoas: geoquímica, petrologia, geocronologia e caracterização geotectônica**. Unpublished PhD thesis, University Federal of Pernambuco, Recife, Brazil, 2017. 190p.

SILVA, T.R., FERREIRA, V.P., LIMA, M.M.C., SIAL, A.N., SILVA, J.M.R. Synkinematic emplacement of the magmatic epidote bearing Major Isidoro tonalite-granite batholith: relicts of an Ediacaran continental arc in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 64, 1–13, 2015.

SPEER, J.A. Micas in igneous rocks. **Reviews in Mineralogy** 13, 299–356, 1984.

SUN, S.-S. AND MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. **Geological Society, London, Special Publications** 42, 313–345, 1989.

TOLLARI, N., TOPLIS, M.J., BARNES, S.J. Predicting phosphate saturation in silicate magmas: An experimental study of the effects of melt composition and temperature. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 70, 1518–1536, 2006.

TOTÉU, S.F., MACAUDIÉRE, J., BERTRAND, J.M., DAUTEL, D. Metamorphic zircons from northern Cameroon: implications for the Pan-African evolution of central Africa. **Geologisch Rundschau** 79, 777–786, 1990.

TOTÉU, S.F., VAN SCHMUS, R.W., PENAYE, J., NYOBÉ, J.B. U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. **Precambrian Research** 67, 321–347, 1994.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-African-Brasiliano Aggregation of South América and Africa**. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1994. 350p.

TULLOCH, A.J. Secondary Ca–Al Silicates as Low-Grade Alteration Products of Granitoid Biotite. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 69, 105–117, 1979.

TULLOCH, A.J. Comments and Reply on "Implications of magmatic epidote-bearing plútons on cirustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologie significance". **Geology** 14, 186–187, 1986.

VALLEY, J. W. Oxygen isotopes in zircon. In: Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O. (eds) Zircon. Mineralogical Society of America/ Geochemical Society, **Reviews in Mineralogy and Geochemistry** 53, 343–385, 2003.

VALLEY, J.W., CHIARENZELLI, J.R., MCLELLAND, J.M. Oxygen isotope geochemistry of zircon. **Earth and Planetary Science Letters** 126, 187–206, 1994.

VALLEY, J.W., KINNY, P. D., SCHULZE, D. J., SPICUZZA, M. J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 133, 1–11, 1998.

VALLEY, J.W., LACKEY, J.S., CAVOSIE, A.J., CLECHENKO, A., SPICUZZA, M.J., BASEI, M.A.S., BINDEMAN, I.N., FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., KING, E.M., PECK, W.H., SINHA, A.K., WEI, C. 4.4 billion years of crustal maturation from oxygen isotope ratios of zircon. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 15, 561–580, 2005.

VAN SCHMUS, W. R., OLIVEIRA, E. P., SILVA FILHO, A. F., TOTEU, S. F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I. P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt. In: **Geological Society, London, Special Publications** 294, 69–99, 2008.

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, 287–327, 2003.

VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., DE BRITO NEVES, B.B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences** 31, 227–252, 2011.

VAN SCHUMS W.R. BRITO NEVES B.B., HACKSPACHER P.C., BABINSKY M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 8, 267–288, 1995.

VAUCHEZ, A., NEVES, S.P., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M.H., AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 8, 247–266, 1995.

VILLASECA, C., BARBERO, L., HERREROS, V. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences** 89, 113–119, 1998.

VYHNAL C.R., MCSWEEN H.Y., SPEER J.A. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. **American Mineralogist**, 76, 176–188, 1991.

WATSON, E. B. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: **Hutton Conference of The Origin of Granites**. Univ. Edinburgh: 209-211, 1987.

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, 295–304, 1983.

WILLIAMS, I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC, Ridley WI (eds) Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. **Reviews in Economic Geology** 7, 1–35, 1998.

WINTER, J. D. **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology** (2nd edition). Prentice Hall. 2010. 738 p.

WONES, D.R. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. **American Mineralogist** 74, 744–749, 1989.

ZEN, E-AN., HAMMARSTROM, J.M. Magmatic epidote and its petrologic significance. **Geology** 12, 515–518, 1984.

ZHAO, J.-X., SHIRAISHI, K., ELLIS, D.J., SHERATON, J.W. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 59, 1363–1382, 1995.

ZHAO, J.H.; ZHOU, M.F. Melting of newly formed mafic crust for the formation of Neoproterozoic I-type granite in the Hannan region, South China. **Journal Of Geology**, 117, 54-70, 2009.

ZINDLER A., HART S. Chemical geodynamics. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science** 14:493–571, 1986.

APÊNDICE A - TABELAS DE ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

Tabela 12 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.		
Amostra	EX1-TR-24_C3_PI 1 C	EX1-TR-24_C3_PI 1 B
Local	Centro	Borda
Na ₂ O	8,54	8,99
MgO	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	22,92	22,41
SiO ₂	61,80	63,35
CaO	4,95	4,16
K ₂ O	0,30	0,14
Cl	0,01	0,00
TiO ₂	0,11	0,03
MnO	0,07	0,00
SrO	0,15	0,13
NiO	0,01	0,02
FeO	0,08	0,11
BaO	0,12	0,00
V ₂ O ₃	0,03	0,05
Total	99,11	99,39
Fórmula estrutural com base em 8 oxigênios (Deer et al., 1966).		
Na	0,743	0,775
Mg	0,002	0,000
Al ^{tot}	1,211	1,175
Si	2,771	2,818
Ca	0,238	0,198
K	0,017	0,008
Cl	0,001	0,000
Ti	0,004	0,001
Cr	0,000	0,000
Mn	0,003	0,000
Sr	0,004	0,003
Ni	0,000	0,001
Fe	0,003	0,004
Ba	0,002	0,000
V	0,001	0,002
Soma	5,000	4,985
% An	23,77	19,84
% Ab	74,25	77,49
% Or	1,70	0,78

Tabela 13 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Poço da Cacimba.

Amostra	PC-13-C2	PC-13-C2	PC-13-C1	PC-13-C1	PC-01-C1	PC-01-C1	PC-01-C1	PC-01-C1
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	9,603	9,707	9,448	9,848	7,598	8,120	8,131	7,916
MgO	0,004	0,009	0,034	0,000	0,000	0,012	0,005	0,007
Al ₂ O ₃	22,200	21,815	22,357	21,161	24,019	23,458	23,883	23,318
SiO ₂	63,936	63,854	62,432	65,192	59,531	60,325	59,637	60,239
CaO	3,372	3,122	4,055	2,750	6,382	5,659	6,022	6,055
K ₂ O	0,128	0,076	0,088	0,040	0,259	0,111	0,290	0,124
Cl	0,000	0,009	0,010	0,000	0,000	0,010	0,008	0,000
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,301	0,000	0,136	0,055
Cr ₂ O ₃	0,098	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
MnO	0,012	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,079	0,167	0,184	0,228	0,050	0,121	0,045	0,301
NiO	0,117	0,000	0,051	0,020	0,029	0,025	0,025	0,007
FeO	0,072	0,089	0,025	0,034	0,049	0,175	0,000	0,000
BaO	0,167	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000
V ₂ O ₃	0,002	0,000	0,004	0,003	0,016	0,000	0,000	0,018
Total	99,790	98,848	98,707	99,276	98,236	98,050	98,182	98,040
Fórmula estrutural com base em 8 oxigênios (Deer et al., 1966).								
Na	0,825	0,840	0,822	0,846	0,668	0,714	0,715	0,697
Mg	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al ^{tot}	1,159	1,147	1,183	1,105	1,283	1,254	1,277	1,248
Si	2,833	2,850	2,803	2,890	2,699	2,736	2,707	2,734
Ca	0,160	0,149	0,195	0,131	0,310	0,275	0,293	0,294
K	0,007	0,004	0,005	0,002	0,015	0,006	0,017	0,007
Cl	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,005	0,002
Cr	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,002	0,004	0,005	0,006	0,001	0,003	0,001	0,008
Ni	0,004	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Fe	0,003	0,003	0,001	0,001	0,002	0,007	0,000	0,000
Ba	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Soma	5,001	4,999	5,020	4,982	4,990	4,998	5,017	4,992
% An	16,01	14,93	19,51	13,06	31,00	27,50	29,28	29,45
% Ab	82,51	83,99	82,24	84,63	66,79	71,40	71,55	69,67
% Or	0,72	0,43	0,50	0,23	1,50	0,64	1,68	0,72

Tabela 14 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Cacimbinhas. (1º parte)

Amostra	CC-03-C1	CC-03-C1	CC-03-C2	CC-03-C2	CC-7.1-C1	CC-7.1-C1	CC-7.1-C2	CC-7.1-C2	CC-05-C2	CC-05-C2	CC-05-C3	CC-05-C3	CC-7.2-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro
Na ₂ O	8,955	9,148	9,524	9,130	9,168	9,692	9,158	9,107	8,712	8,783	9,233	9,058	0,673
MgO	0,029	0,001	0,027	0,000	0,003	0,000	0,000	0,014	0,024	0,000	0,000	0,008	0,000
Al ₂ O ₃	23,163	22,442	22,510	22,618	22,699	21,945	22,560	22,624	23,812	23,645	23,300	23,374	18,680
SiO ₂	61,970	63,379	63,342	63,623	63,480	64,226	63,477	63,472	62,469	62,875	63,674	63,539	64,165
CaO	4,663	4,223	3,746	3,747	3,870	3,332	4,182	4,077	4,864	4,691	4,130	4,288	0,005
K ₂ O	0,213	0,234	0,203	0,140	0,292	0,170	0,282	0,176	0,366	0,297	0,163	0,177	16,008
Cl	0,000	0,000	0,000	0,009	0,028	0,000	0,009	0,000					
TiO ₂	0,143	0,000	0,108	0,035	0,099	0,088	0,099	0,010	0,006	0,000	0,019	0,044	0,000
Cr ₂ O ₃	0,037	0,000	0,000	0,025	0,000	0,013	0,023	0,075					
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,012
SrO	0,000	0,279	0,182	0,124	0,000	0,189	0,102	0,217	0,118	0,137	0,012	0,057	0,027
NiO	0,044	0,121	0,042	0,000	0,046	0,020	0,000	0,024					
FeO	0,073	0,084	0,021	0,066	0,067	0,049	0,064	0,030	0,108	0,122	0,001	0,156	0,028
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,092	0,000	0,004	0,000	0,000	0,072	0,000	0,515
V ₂ O ₃	0,025	0,029	0,057	0,002	0,000	0,000	0,000	0,047					
Total	99,315	99,940	99,762	99,519	99,775	99,816	99,956	99,877	100,479	100,550	100,604	100,723	100,113
Fórmula estrutural com base em 8 oxigênios (Deer et al., 1966).													
Na	0,775	0,787	0,819	0,785	0,788	0,832	0,786	0,782	0,746	0,751	0,787	0,771	0,061
Mg	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Al ^{tot}	1,219	1,173	1,177	1,182	1,185	1,145	1,177	1,181	1,240	1,229	1,207	1,210	1,021
Si	2,768	2,812	2,811	2,821	2,812	2,844	2,811	2,812	2,759	2,772	2,798	2,791	2,976
Ca	0,223	0,201	0,178	0,178	0,184	0,158	0,198	0,193	0,230	0,222	0,194	0,202	0,000
K	0,012	0,013	0,011	0,008	0,017	0,010	0,016	0,010	0,021	0,017	0,009	0,010	0,947
Cl	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,000	0,004	0,001	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Sr	0,000	0,007	0,005	0,003	0,000	0,005	0,003	0,006	0,003	0,004	0,000	0,001	0,001
Ni	0,002	0,004	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Fe	0,003	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,004	0,004	0,000	0,006	0,001
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009
V	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5,011	5,001	5,011	4,983	4,996	5,001	4,999	4,991	5,004	4,998	4,996	4,994	5,017
% Ab	77,54	78,68	81,94	78,50	78,75	83,21	78,63	78,22	74,61	75,07	78,65	77,13	6,05
% An	22,31	20,07	17,81	17,80	18,37	15,81	19,84	19,35	23,02	22,16	19,44	20,18	0,02
% Or	1,21	1,32	1,15	0,79	1,65	0,96	1,59	0,99	2,06	1,67	0,91	0,99	94,73

Fe	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,004	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003	0,003	0,004
Ba	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5,005	4,992	4,991	4,990	4,987	5,013	5,012	5,018	5,012	5,006	4,984	5,011	5,000
% Ab	5,71	75,75	75,68	76,85	75,61	77,35	79,89	82,41	81,38	81,04	80,87	81,31	79,08
% An	0,17	21,50	21,63	20,57	21,46	22,29	20,20	17,99	17,83	18,49	15,76	18,23	18,86
% Or	93,14	1,17	0,54	0,56	0,68	1,67	1,59	1,16	1,42	0,56	0,89	1,36	1,46

Tabela 16 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Minador do Negrão.						
Amostra	MN-4d-C2	MN-4d-C2	MN-3b-C1	MN-3b-C1	MN-3b-C2	MN-3b-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro
Na ₂ O	0,370	0,380	9,940	9,810	9,870	10,240
MgO	0,010	0,000	0,020	0,000	0,010	0,000
Al ₂ O ₃	18,320	19,120	22,200	22,260	21,840	21,700
SiO ₂	64,680	63,950	65,030	65,040	64,670	65,880
CaO	0,010	0,000	3,090	3,180	2,890	2,640
K ₂ O	16,390	16,150	0,250	0,220	0,080	0,250
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000
MnO	0,030	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,040
FeO	0,020	0,020	0,040	0,080	0,120	0,220
BaO	0,160	0,080	0,010	0,010	0,020	0,000
Total	99,990	99,700	100,580	100,660	99,520	100,970
Fórmula estrutural com base em 8 oxigênios (Deer et al., 1966).						
Na	0,033	0,034	0,845	0,833	0,847	0,867
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Al ^{tot}	1,000	1,046	1,147	1,149	1,139	1,117
Si	2,996	2,967	2,851	2,849	2,861	2,876
Ca	0,000	0,000	0,145	0,149	0,137	0,123
K	0,969	0,956	0,014	0,012	0,005	0,014
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe	0,001	0,001	0,001	0,003	0,004	0,008
Ba	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5,004	5,005	5,005	4,998	4,995	5,006
% Ab	3,32	3,42	84,49	83,33	84,67	86,68
% An	0,05	0,00	14,51	14,93	13,70	12,35
% Or	96,86	95,60	1,40	1,23	0,45	1,39

Tabela 17 - Análises de microsonda eletrônica de feldspato do plúton Tanquinho.

Amostra	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C1	TQ-21.1-C1	TQ-9A-C1	TQ-9A-C1
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	9,112	8,901	8,946	8,258	8,752	8,836	9,797	10,046
MgO	0,015	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	22,606	22,630	22,904	23,571	23,500	22,664	22,037	21,653
SiO ₂	62,872	62,702	61,993	61,085	61,812	62,301	63,047	64,874
CaO	4,521	4,256	4,854	5,444	5,100	4,609	3,610	3,024
K ₂ O	0,198	0,229	0,192	0,186	0,239	0,207	0,100	0,119
Cl	0,056	0,010	0,000	0,000	0,000	0,012	0,007	0,013
TiO ₂	0,000	0,050	0,064	0,000	0,000	0,054	0,000	0,019
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,014	0,000
MnO	0,031	0,000	0,006	0,014	0,007	0,000	0,040	0,000
SrO	0,000	0,166	0,220	0,000	0,124	0,052	0,148	0,095
NiO	0,022	0,024	0,044	0,000	0,037	0,000	0,000	0,046
FeO	0,136	0,140	0,069	0,139	0,087	0,080	0,102	0,083
BaO	0,000	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,148	0,000
V ₂ O ₃	0,025	0,005	0,000	0,054	0,000	0,000	0,042	0,000
Total	99,594	99,166	99,321	98,751	99,658	98,838	99,092	99,972
Fórmula estrutural com base em 8 oxigênios (Deer et al., 1966).								
Na	0,786	0,771	0,776	0,720	0,756	0,768	0,850	0,860
Mg	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{tot}	1,186	1,191	1,208	1,249	1,235	1,197	1,162	1,126
Si	2,799	2,801	2,773	2,746	2,756	2,792	2,821	2,863
Ca	0,216	0,204	0,233	0,262	0,244	0,221	0,173	0,143
K	0,011	0,013	0,011	0,011	0,014	0,012	0,006	0,007
Cl	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Ti	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Sr	0,000	0,004	0,006	0,000	0,003	0,001	0,004	0,002
Ni	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Fe	0,005	0,005	0,003	0,005	0,003	0,003	0,004	0,003
Ba	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
V	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000
Soma	5,011	4,994	5,014	4,994	5,012	4,998	5,026	5,007
% An	21,56	20,37	23,26	26,22	24,36	22,13	17,30	14,30
% Ab	78,64	77,10	77,59	71,96	75,65	76,78	84,98	85,96
% Or	1,12	1,31	1,10	1,07	1,36	1,18	0,57	0,67

Tabela 18 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.						
Amostra	EX1-MA 16_C1_Bt 1 C	EX1-MA 16_C1_Bt 1 B	EX1-MA 16_C2_Bt 2 C	EX1-MA 16_C2_Bt 2 B	EX1-TR- 24_C1_Bt 1 C	EX1-TR- 24_C1_Bt 1 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,09	0,13	0,11	0,11	0,05	0,09
MgO	9,92	9,93	10,58	10,70	11,72	11,37
F	0,60	0,58	0,64	0,72	0,90	0,88
Al ₂ O ₃	16,13	15,64	15,85	16,37	14,85	14,76
SiO ₂	37,10	36,74	37,39	37,47	37,03	36,90
CaO	0,02	0,04	0,00	0,07	0,02	0,01
K ₂ O	10,09	9,67	9,84	9,89	9,82	9,72
Cl	0,05	0,10	0,09	0,08	0,03	0,04
TiO ₂	2,64	2,65	1,72	1,73	1,91	2,75
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00
MnO	0,77	0,96	0,81	0,75	0,70	0,75
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
FeO	19,03	20,18	19,12	18,45	19,60	19,86
BaO	0,17	0,21	0,07	0,07	0,11	0,12
V ₂ O ₃	0,02	0,04	0,05	0,03	0,09	0,07
H ₂ O	3,65	3,62	3,61	3,59	3,50	3,52
O ≡ (F, Cl)	0,26	0,27	0,29	0,32	0,38	0,38
Total	100,02	100,22	99,64	99,76	99,94	100,49
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)						
Site Z						
Si	5,641	5,611	5,697	5,681	5,653	5,611
Al ^{IV}	2,359	2,389	2,303	2,319	2,347	2,389
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Site Y						
Al ^{VI}	0,532	0,426	0,544	0,606	0,324	0,257
Ti	0,302	0,304	0,197	0,197	0,219	0,314
Cr	0,000	0,000	0,007	0,005	0,000	0,000
Fe	2,420	2,577	2,437	2,340	2,502	2,525
Mn	0,099	0,124	0,105	0,096	0,090	0,097
Mg	2,249	2,260	2,404	2,418	2,668	2,578
V	0,002	0,004	0,005	0,004	0,012	0,008
Soma	5,605	5,696	5,699	5,665	5,814	5,779
Site X						
Ca	0,004	0,006	0,000	0,012	0,003	0,001
Na	0,026	0,038	0,032	0,032	0,014	0,026
K	1,957	1,883	1,913	1,913	1,913	1,886
Ba	0,010	0,013	0,004	0,004	0,007	0,007
Soma	1,996	1,939	1,949	1,962	1,936	1,920
Total cat	15,601	15,635	15,648	15,627	15,750	15,699
Site OH						
F	0,288	0,282	0,310	0,345	0,433	0,421
Cl	0,013	0,026	0,024	0,021	0,008	0,009
OH	3,699	3,692	3,666	3,634	3,560	3,570
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,53	0,50	0,49	0,48	0,49
Mg/(Mg+Fe)	0,48	0,47	0,50	0,51	0,52	0,51
FeO/MgO	1,92	2,03	1,81	1,72	1,67	1,75
Al ^{tot}	2,890	2,816	2,846	2,924	2,671	2,645

Tabela 19 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Minador do Lúcio.				
Amostra Local	ML-23 Centro	ML-23 Borda	ML-23 Centro	ML-23 Borda
Na ₂ O	0,02	0,03	0,05	0,08
MgO	10,44	12,01	9,93	9,87
F	2,13	1,31	2,01	1,92
Al ₂ O ₃	14,00	13,98	14,59	14,53
SiO ₂	35,90	35,80	37,05	37,10
CaO	0,08	0,15	0,04	0,01
K ₂ O	9,33	7,61	9,79	9,68
Cl	0,03	0,04	0,07	0,04
TiO ₂	1,83	1,84	2,14	2,29
Cr ₂ O ₃	0,09	0,07	0,00	0,02
MnO	0,37	0,50	0,62	0,40
SrO	0,06	0,10	0,00	0,02
NiO	0,00	0,02	0,05	0,00
FeO	21,65	21,62	22,20	21,66
BaO	0,10	0,07	0,17	0,29
V ₂ O ₃	0,06	0,05	0,07	0,11
H ₂ O	2,79	3,21	2,94	2,98
O ≡ (F, Cl)	0,90	0,56	0,86	0,82
Total	97,98	97,85	100,86	100,16
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)				
Site Z				
Si	5,658	5,595	5,679	5,707
Al ^{IV}	2,342	2,405	2,321	2,293
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000
Site Y				
Al ^{VI}	0,258	0,170	0,315	0,341
Ti	0,216	0,216	0,246	0,265
Cr	0,011	0,009	0,000	0,003
Fe	2,854	2,825	2,846	2,786
Mn	0,050	0,066	0,080	0,052
Mg	2,452	2,798	2,269	2,262
V	0,008	0,007	0,009	0,013
Soma	5,849	6,090	5,765	5,721
Site X				
Ca	0,014	0,025	0,006	0,002
Na	0,007	0,009	0,014	0,024
K	1,875	1,516	1,915	1,900
Ba	0,006	0,004	0,010	0,017
Soma	1,902	1,554	1,945	1,943
Total cat	15,751	15,644	15,710	15,664
Site OH				
F	1,061	0,648	0,973	0,934
Cl	0,008	0,010	0,017	0,011
OH	2,931	3,342	3,010	3,055
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,538	0,502	0,556	0,552
Mg/(Mg+Fe)	0,462	0,498	0,444	0,448
FeO/MgO	2,074	1,800	2,236	2,195
Al ^{tot}	2,600	2,575	2,636	2,634

Tabela 20 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Poço da Cacimba.

Amostra	PC-10	PC-10	PC-10	PC-10	PC-41	PC-41	PC-41	PC-41	PC-41	PC-41	PC-13	PC-13	PC-13	PC-12	PC-08n	PC-08n	PC-08n	PC-08n	PC-01	PC-01
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,13	0,02	0,11	0,09	0,06	0,12	0,08	0,11	0,09	0,15	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06	0,03	0,06	0,04	0,11	0,12
MgO	11,77	11,86	12,38	12,00	9,27	9,55	9,37	9,48	9,71	9,55	13,34	12,45	12,14	12,94	12,75	12,28	12,35	13,11	9,46	9,99
F	1,68	1,68	1,72	1,74	0,63	0,64	0,56	0,60	0,61	0,48	1,10	0,99	1,00	1,05	2,54	2,47	2,53	2,57	0,48	0,35
Al ₂ O ₃	15,19	15,12	14,63	14,88	15,69	15,52	16,08	15,41	15,74	16,01	14,98	15,81	15,04	14,99	14,53	15,71	14,55	14,64	15,03	14,68
SiO ₂	37,59	37,51	38,63	37,57	37,12	37,34	37,28	36,96	37,11	37,69	37,40	37,63	36,87	37,34	38,98	37,93	38,74	39,16	34,98	33,79
CaO	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,13	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,09
K ₂ O	9,93	10,06	9,87	9,83	9,72	10,08	9,84	9,97	9,85	9,88	10,18	9,47	10,07	10,06	9,81	9,99	10,02	10,03	9,36	7,56
Cl	0,00	0,06	0,04	0,06	0,05	0,03	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,06	0,02
TiO ₂	1,70	2,14	1,91	1,76	3,25	3,06	3,70	3,20	2,58	2,45	1,24	1,43	1,96	0,93	1,65	1,27	1,79	1,64	1,79	2,39
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,11	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,12	0,00	0,03	0,07
MnO	0,55	0,55	0,41	0,47	0,60	0,51	0,56	0,51	0,45	0,47	0,35	0,32	0,36	0,54	0,44	0,37	0,31	0,52	0,46	0,42
SrO	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,11	0,00	0,01
NiO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
FeO	18,61	18,62	17,45	17,07	19,87	19,99	19,23	19,51	20,61	19,72	16,47	15,92	17,93	17,73	16,14	16,27	16,76	16,29	21,99	23,68
BaO	0,19	0,25	0,01	0,00	0,08	0,10	0,06	0,08	0,09	0,00	0,06	0,00	0,05	0,03	0,13	0,07	0,13	0,18	0,18	0,08
V ₂ O ₃	0,10	0,06	0,08	0,12	0,07	0,01	0,09	0,08	0,11	0,06	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,07	0,07	0,08	0,12	0,12
H ₂ O	3,15	3,15	3,15	3,06	3,62	3,64	3,70	3,61	3,64	3,72	3,39	3,45	3,43	3,41	2,75	2,76	2,75	2,79	3,53	3,58
O $\equiv$ (F, Cl)	0,71	0,72	0,73	0,75	0,27	0,28	0,24	0,26	0,27	0,21	0,47	0,42	0,42	0,45	1,08	1,04	1,07	1,08	0,22	0,15
Total	99,90	100,48	99,71	98,03	99,79	100,41	100,39	99,31	100,40	100,11	98,31	97,35	98,65	98,76	98,96	98,32	99,19	100,13	97,36	96,79
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)																				
Site Z																				
Si	5,710	5,676	5,824	5,768	5,662	5,674	5,632	5,668	5,647	5,714	5,720	5,756	5,659	5,715	5,890	5,779	5,864	5,861	5,559	5,407
Al ^{IV}	2,290	2,324	2,176	2,232	2,338	2,326	2,368	2,332	2,353	2,286	2,280	2,244	2,341	2,285	2,110	2,221	2,136	2,139	2,441	2,593
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Site Y																				
Al ^{VI}	0,429	0,373	0,423	0,460	0,483	0,453	0,495	0,452	0,469	0,574	0,420	0,606	0,379	0,419	0,477	0,601	0,460	0,444	0,374	0,176
Ti	0,194	0,244	0,217	0,203	0,373	0,349	0,420	0,368	0,295	0,279	0,143	0,164	0,227	0,107	0,188	0,146	0,204	0,184	0,214	0,287
Cr	0,000	0,000	0,000	0,013	0,002	0,005	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,014	0,000	0,003	0,009
Fe	2,364	2,357	2,200	2,192	2,535	2,540	2,429	2,502	2,622	2,500	2,107	2,036	2,302	2,269	2,040	2,073	2,121	2,039	2,922	3,169
Mn	0,070	0,071	0,052	0,062	0,078	0,065	0,072	0,066	0,058	0,060	0,045	0,042	0,047	0,071	0,057	0,048	0,040	0,066	0,062	0,057
Mg	2,665	2,676	2,782	2,748	2,107	2,163	2,111	2,167	2,202	2,157	3,042	2,839	2,778	2,951	2,872	2,789	2,788	2,925	2,242	2,384

V	0,012	0,007	0,010	0,015	0,008	0,001	0,011	0,010	0,014	0,007	0,008	0,006	0,009	0,006	0,009	0,008	0,008	0,010	0,016	0,015
Soma	5,735	5,727	5,683	5,692	5,586	5,575	5,538	5,565	5,660	5,586	5,765	5,692	5,746	5,825	5,645	5,668	5,635	5,668	5,832	6,097
Site X																				
Ca	0,004	0,000	0,005	0,001	0,004	0,003	0,004	0,005	0,006	0,006	0,011	0,021	0,002	0,001	0,008	0,006	0,002	0,000	0,001	0,016
Na	0,037	0,007	0,033	0,026	0,017	0,034	0,024	0,033	0,027	0,043	0,014	0,015	0,015	0,025	0,017	0,010	0,017	0,011	0,034	0,038
K	1,924	1,942	1,898	1,926	1,891	1,954	1,897	1,950	1,911	1,910	1,986	1,848	1,973	1,964	1,892	1,943	1,934	1,915	1,898	1,543
Ba	0,012	0,015	0,001	0,000	0,005	0,006	0,003	0,005	0,005	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,008	0,004	0,008	0,010	0,011	0,005
Soma	1,976	1,964	1,936	1,953	1,917	1,997	1,929	1,993	1,949	1,959	2,015	1,885	1,993	1,991	1,925	1,963	1,960	1,937	1,944	1,603
Total cat	15,711	15,691	15,619	15,645	15,503	15,573	15,467	15,558	15,609	15,545	15,780	15,577	15,739	15,816	15,569	15,631	15,595	15,605	15,776	15,699
Site OH																				
F	0,805	0,803	0,820	0,846	0,302	0,306	0,269	0,291	0,294	0,232	0,532	0,478	0,483	0,510	1,215	1,191	1,213	1,215	0,240	0,175
Cl	0,001	0,016	0,010	0,016	0,012	0,008	0,007	0,011	0,014	0,010	0,012	0,000	0,003	0,004	0,008	0,004	0,008	0,002	0,017	0,007
OH	3,194	3,181	3,170	3,138	3,686	3,686	3,724	3,698	3,692	3,758	3,456	3,522	3,514	3,485	2,777	2,805	2,779	2,784	3,743	3,818
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,470	0,468	0,442	0,444	0,546	0,540	0,535	0,536	0,544	0,537	0,409	0,418	0,453	0,435	0,415	0,426	0,432	0,411	0,566	0,571
Mg/(Mg+Fe)	0,530	0,532	0,558	0,556	0,454	0,460	0,465	0,464	0,456	0,463	0,591	0,582	0,547	0,565	0,585	0,574	0,568	0,589	0,434	0,429
FeO/MgO	1,581	1,570	1,410	1,422	2,145	2,094	2,052	2,058	2,123	2,066	1,235	1,278	1,477	1,371	1,266	1,325	1,356	1,243	2,324	2,370
Al ^{tot}	2,719	2,697	2,599	2,692	2,821	2,779	2,863	2,784	2,823	2,860	2,700	2,850	2,720	2,704	2,587	2,822	2,596	2,583	2,815	2,768

Al ^{VI}	0,434	0,416	0,471	0,346	0,439	0,334	-0,334	0,459	0,910	0,630	0,463	0,522	0,403
Ti	0,315	0,395	0,299	0,223	0,258	0,376	0,258	0,300	0,288	0,301	0,227	0,260	0,351
Cr	0,010	0,000	0,000	0,003	0,007	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	2,481	2,468	2,476	2,713	2,540	2,610	2,152	2,447	2,000	2,241	2,573	2,426	2,342
Mn	0,049	0,044	0,051	0,077	0,074	0,058	2,179	0,071	0,059	0,067	0,067	0,060	0,060
Mg	2,354	2,270	2,348	2,689	2,418	2,276	2,249	2,444	2,245	2,398	2,465	2,450	2,534
V	0,012	0,013	0,009	0,003	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5,655	5,605	5,654	6,053	5,740	5,664	6,504	5,721	5,502	5,637	5,795	5,718	5,690
Site X													
Ca	0,000	0,007	0,005	0,000	0,008	0,005	0,002	0,007	0,011	0,000	0,000	0,001	0,002
Na	0,029	0,006	0,027	0,012	0,018	0,044	0,018	0,028	0,027	0,020	0,027	0,019	0,017
K	1,894	1,920	1,893	1,620	1,919	1,933	1,723	1,876	1,858	1,935	1,902	1,918	1,913
Ba	0,004	0,011	0,008	0,007	0,007	0,000	0,005	0,007	0,003	0,000	0,004	0,010	0,008
Soma	1,928	1,943	1,932	1,639	1,952	1,983	1,748	1,919	1,900	1,954	1,933	1,949	1,940
Total cat	15,583	15,548	15,587	15,692	15,693	15,647	16,252	15,640	15,402	15,591	15,728	15,667	15,630
Site OH													
F	0,363	0,376	0,375	0,382	0,416	0,340	0,126	0,229	0,171	0,063	0,085	0,257	0,175
Cl	0,011	0,008	0,004	0,000	0,008	0,004	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,005	0,007
OH	3,626	3,616	3,621	3,618	3,576	3,656	3,874	3,764	3,829	3,930	3,915	3,738	3,818
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,513	0,521	0,513	0,502	0,512	0,534	0,489	0,500	0,471	0,483	0,511	0,498	0,480
Mg/(Mg+Fe)	0,487	0,479	0,487	0,498	0,488	0,466	0,511	0,500	0,529	0,517	0,489	0,502	0,520
FeO/MgO	1,878	1,938	1,880	1,798	1,873	2,044	1,705	1,784	1,588	1,666	1,860	1,765	1,647
Al ^{tot}	2,776	2,815	2,813	2,914	2,852	2,753	2,609	2,894	3,315	3,090	2,907	2,961	2,838

Al ^{VI}	0,463	0,412	0,414	0,263	0,259	0,377	0,527	0,226	0,138	0,209	0,237	0,178	0,297
Ti	0,282	0,289	0,299	0,369	0,376	0,354	0,353	0,334	0,350	0,254	0,220	0,220	0,190
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	2,332	2,518	2,493	2,488	2,429	2,565	2,424	2,316	2,408	2,421	2,457	2,559	2,397
Mn	0,076	0,075	0,076	0,085	0,083	0,062	0,058	0,058	0,050	0,057	0,053	0,054	0,049
Mg	2,546	2,418	2,421	2,542	2,551	2,400	2,337	2,794	2,810	2,861	2,841	2,893	2,918
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5,699	5,713	5,704	5,746	5,698	5,757	5,699	5,727	5,757	5,803	5,807	5,904	5,851
Site X													
Ca	0,000	0,003	0,006	0,002	0,002	0,010	0,006	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,000
Na	0,017	0,035	0,028	0,017	0,024	0,012	0,027	0,032	0,030	0,037	0,032	0,030	0,012
K	1,955	1,932	1,928	1,931	1,973	1,890	1,907	1,928	1,969	1,948	1,974	1,891	1,894
Ba	0,003	0,002	0,004	0,008	0,003	0,008	0,008	0,014	0,014	0,017	0,010	0,000	0,004
Soma	1,975	1,972	1,966	1,958	2,002	1,920	1,949	1,975	2,016	2,006	2,017	1,925	1,909
Total cat	15,674	15,684	15,670	15,704	15,700	15,678	15,648	15,703	15,773	15,809	15,825	15,829	15,760
Site OH													
F	0,056	0,117	0,112	0,121	0,462	0,198	0,149	0,463	0,466	0,486	0,494	0,010	0,000
Cl	0,005	0,005	0,011	0,001	0,004	0,004	0,006	0,009	0,006	0,014	0,007	0,155	0,152
OH	3,939	3,878	3,876	3,878	3,534	3,798	3,846	3,528	3,528	3,501	3,499	3,835	3,848
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,478	0,510	0,507	0,495	0,488	0,517	0,509	0,453	0,462	0,458	0,464	0,469	0,451
Mg/(Mg+Fe)	0,522	0,490	0,493	0,505	0,512	0,483	0,491	0,547	0,538	0,542	0,536	0,531	0,549
FeO/MgO	1,633	1,857	1,835	1,745	1,697	1,905	1,849	1,478	1,528	1,508	1,542	1,576	1,464
Al ^{tot}	2,867	2,805	2,811	2,724	2,672	2,916	3,120	2,566	2,524	2,559	2,556	2,533	2,589

Tabela 23 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Tanquinho.

Amostra	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C1	TQ-21.1-C1	TQ-21.1-C4	TQ-21.1-C4	TQ-15-C3	TQ-15-C3	TQ-15-C2	TQ-15-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,07	0,10	0,08	0,09	0,08	0,12	0,07	0,03	0,13	0,03	0,08	0,12
MgO	10,18	10,06	9,88	9,87	10,03	10,52	11,17	11,18	10,58	10,27	10,17	10,68
F	0,92	0,95	0,81	0,84	0,94	0,84	1,03	0,98	0,53	0,46	0,43	0,51
Al ₂ O ₃	14,42	14,91	14,69	14,98	14,50	14,49	14,33	15,08	15,32	15,28	15,16	15,41
SiO ₂	36,14	36,24	36,38	36,42	36,60	35,93	36,98	36,80	36,98	37,22	37,06	36,71
CaO	0,06	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00	0,03	0,03	0,06	0,05	0,00
K ₂ O	9,80	9,79	9,81	9,79	9,84	9,78	9,59	9,84	9,78	9,43	9,69	9,59
Cl	0,06	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,00
TiO ₂	2,32	1,91	2,73	2,44	2,23	2,46	2,78	2,20	1,87	2,50	2,36	2,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,04	0,01	0,11	0,00
MnO	0,48	0,42	0,39	0,39	0,49	0,43	0,63	0,45	0,30	0,39	0,37	0,49
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,09	0,12	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
FeO	20,88	20,71	21,40	21,18	21,02	21,26	19,91	19,50	20,59	20,52	20,98	20,66
BaO	0,03	0,00	0,21	0,09	0,17	0,11	0,06	0,05	0,17	0,14	0,04	0,03
V ₂ O ₃	0,11	0,14	0,05	0,10	0,08	0,04	0,11	0,06	0,09	0,10	0,00	0,05
H ₂ O	3,39	3,39	3,49	3,48	3,41	3,45	3,42	3,43	3,66	3,71	3,71	3,69
O $\equiv$ (F, Cl)	0,40	0,41	0,35	0,36	0,40	0,36	0,44	0,42	0,23	0,19	0,19	0,21
Total	98,45	98,40	99,73	99,34	99,17	99,14	99,79	99,38	100,00	99,92	100,05	100,14
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)												
Site Z												
Si	5,646	5,652	5,620	5,632	5,680	5,587	5,658	5,644	5,658	5,675	5,664	5,600
Al ^{IV}	2,354	2,348	2,380	2,368	2,320	2,413	2,342	2,356	2,342	2,325	2,336	2,400
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Site Y												
Al ^{VI}	0,301	0,393	0,295	0,362	0,332	0,241	0,241	0,370	0,421	0,421	0,394	0,372
Ti	0,272	0,224	0,317	0,283	0,261	0,287	0,320	0,254	0,215	0,286	0,271	0,276
Cr	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,004	0,001	0,013	0,000
Fe	2,728	2,701	2,765	2,739	2,729	2,764	2,547	2,501	2,635	2,617	2,681	2,635
Mn	0,063	0,055	0,051	0,051	0,065	0,056	0,081	0,058	0,039	0,050	0,048	0,064
Mg	2,370	2,340	2,275	2,275	2,320	2,439	2,548	2,557	2,413	2,334	2,318	2,429
V	0,014	0,018	0,007	0,013	0,010	0,005	0,013	0,007	0,011	0,012	0,000	0,007

Soma	5,749	5,738	5,715	5,723	5,716	5,792	5,766	5,747	5,739	5,720	5,725	5,782
Site X												
Ca	0,010	0,004	0,005	0,006	0,006	0,008	0,000	0,006	0,005	0,009	0,009	0,000
Na	0,020	0,031	0,023	0,025	0,023	0,037	0,019	0,010	0,037	0,008	0,023	0,035
K	1,954	1,948	1,933	1,932	1,949	1,941	1,871	1,926	1,908	1,834	1,890	1,866
Ba	0,002	0,000	0,012	0,006	0,010	0,007	0,003	0,003	0,010	0,008	0,002	0,002
Soma	1,985	1,983	1,973	1,969	1,988	1,993	1,894	1,944	1,961	1,859	1,924	1,903
Total cat	15,734	15,721	15,688	15,692	15,704	15,785	15,660	15,691	15,700	15,579	15,649	15,685
Site OH												
F	0,455	0,470	0,396	0,411	0,461	0,413	0,500	0,476	0,255	0,219	0,205	0,245
Cl	0,016	0,007	0,008	0,003	0,006	0,007	0,007	0,011	0,011	0,003	0,008	0,001
OH	3,530	3,523	3,596	3,586	3,533	3,580	3,493	3,513	3,734	3,777	3,787	3,755
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,535	0,536	0,549	0,546	0,541	0,531	0,500	0,494	0,522	0,529	0,536	0,520
Mg/(Mg+Fe)	0,465	0,464	0,451	0,454	0,459	0,469	0,500	0,506	0,478	0,471	0,464	0,480
FeO/MgO	2,051	2,058	2,166	2,146	2,097	2,020	1,782	1,744	1,947	1,999	2,062	1,934
Al ^{tot}	2,655	2,741	2,675	2,730	2,652	2,655	2,584	2,726	2,763	2,746	2,730	2,771

Tabela 24 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Santana do Ipanema.

Amostra	SI-17_C1_Bt 1 C	SI-17_C1_Bt 1 B
Local	Centro	Borda
Na ₂ O	0,04	0,10
MgO	12,84	13,05
F	1,44	1,41
Al ₂ O ₃	14,13	13,67
SiO ₂	37,60	36,48
CaO	0,00	0,12
K ₂ O	10,04	9,90
Cl	0,03	0,08
TiO ₂	1,79	1,93
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00
MnO	0,20	0,24
SrO	0,06	0,03
NiO	0,00	0,09
FeO	17,64	17,81
BaO	0,00	0,32
V ₂ O ₃	0,16	0,17
H ₂ O	3,22	3,17
O ≡ (F, Cl)	0,61	0,61
	98,59	97,94
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)		
Site Z		
Si	5,760	5,671
Al ^{IV}	2,240	2,329
Soma	8,000	8,000
Site Y		
Al ^{VI}	0,312	0,175
Ti	0,206	0,225
Cr	0,000	0,000
Fe	2,260	2,315
Mn	0,026	0,031
Mg	2,933	3,024
V	0,019	0,021
Soma	5,756	5,791
Site X		
Ca	0,000	0,019
Na	0,012	0,031
K	1,963	1,964
Ba	0,000	0,019
Soma	1,975	2,033
Total cat	15,731	15,824
Site OH		
F	0,698	0,692
Cl	0,009	0,022
OH	3,294	3,287
Soma	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,435	0,434
Mg/(Mg+Fe)	0,565	0,566
FeO/MgO	1,374	1,365
Al ^{tot}	2,552	2,504

Tabela 25 - Análises de microsonda eletrônica de biotita do plúton Lagoa do Boi.

Amostra	EX1-TR-15	EX1-TR-15	EX1-TR-15	EX1-TR-15
Local	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,11	0,02	0,03	0,10
MgO	14,68	14,64	14,29	14,47
F	1,44	1,54	1,24	1,25
Al ₂ O ₃	12,24	12,12	12,30	12,52
SiO ₂	37,93	37,86	38,02	38,22
CaO	0,04	0,00	0,05	0,00
K ₂ O	9,52	9,71	9,61	9,87
Cl	0,27	0,27	0,28	0,35
TiO ₂	1,30	1,75	1,79	1,66
Cr ₂ O ₃	0,01	0,10	0,00	0,00
MnO	0,39	0,19	0,20	0,16
SrO	0,11	0,00	0,00	0,00
NiO	0,06	0,04	0,02	0,09
FeO	17,71	17,66	18,94	17,77
BaO	0,40	0,29	0,49	0,43
V ₂ O ₃	0,06	0,12	0,03	0,04
H ₂ O	3,15	3,10	3,28	3,25
O $\equiv$ (F, Cl)	0,67	0,71	0,58	0,60
Total	98,75	98,67	99,96	99,58
Número de cátions com base em 22 oxigênios, considerando todo ferro como Fe ²⁺ (Dymek, 1983)				
Site Z				
Si	5,833	5,819	5,799	5,826
Al ^{IV}	2,167	2,181	2,201	2,174
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000
Site Y				
Al ^{VI}	0,051	0,014	0,009	0,075
Ti	0,150	0,202	0,205	0,191
Cr	0,001	0,012	0,000	0,000
Fe	2,278	2,270	2,416	2,265
Mn	0,051	0,024	0,026	0,021
Mg	3,365	3,355	3,249	3,289
V	0,007	0,015	0,004	0,005
Soma	5,904	5,891	5,910	5,845
Site X				
Ca	0,007	0,000	0,008	0,000
Na	0,033	0,007	0,007	0,030
K	1,868	1,903	1,869	1,918
Ba	0,024	0,017	0,029	0,026
Soma	1,932	1,928	1,914	1,974
Total cat	15,836	15,818	15,824	15,819
Site OH				
F	0,701	0,749	0,596	0,602
Cl	0,069	0,071	0,071	0,089
OH	3,230	3,181	3,333	3,309
Soma	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,404	0,404	0,426	0,408
Mg/(Mg+Fe)	0,596	0,596	0,574	0,592
FeO/MgO	1,207	1,206	1,325	1,228
Al ^{tot}	2,218	2,195	2,210	2,248

Tabela 26 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do embasamento do batólito Águas Belas-Canindé.

Amostra	EX1-MA 16_C1_Ttn 1 C	EX1-MA 16_C1_Ttn 1 B	EX1-MA 16_C1_Ttn 2 C	EX1-MA 16_C1_Ttn 2 B	EX1-MA 16_C1_Ttn 3 C	EX1-MA 16_C1_Ttn 3 B	EX1-MA 16_C2_Ttn 4 C	EX1-MA 16_C2_Ttn 4 B	EX1-TR- 24_C1_Ttn 1 C	EX1-TR- 24_C1_Ttn 1 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,000	0,023	0,024	0,030	0,072	0,020	0,039	0,020	0,000	0,249
MgO	0,036	0,004	0,000	0,000	0,029	0,000	0,011	0,000	0,000	0,046
F	0,404	0,435	0,404	0,759	0,284	0,511	0,397	0,702	0,206	0,399
Al ₂ O ₃	1,748	1,539	1,564	2,251	1,461	1,659	1,376	2,080	0,995	1,303
SiO ₂	29,241	30,047	30,461	30,241	29,382	30,190	29,411	30,250	29,519	29,189
CaO	27,141	28,441	28,227	28,488	26,289	27,715	27,300	28,559	27,617	25,168
TiO ₂	35,685	37,887	36,097	35,782	37,452	35,914	36,409	36,775	37,945	37,310
MnO	0,305	0,116	0,139	0,251	0,312	0,189	0,410	0,157	0,257	0,169
Fe ₂ O ₃ *	1,989	1,069	1,387	1,694	2,043	1,713	1,930	1,419	1,846	1,756
BaO	0,042	0,178	0,073	0,157	0,111	0,031	0,079	0,168	0,175	0,056
V ₂ O ₃	0,326	0,388	0,395	0,363	0,349	0,350	0,261	0,255	0,299	0,389
H ₂ O**	0,342	0,186	0,241	0,229	0,354	0,244	0,064	0,054	0,098	0,239
OH ≡ F	0,170	0,183	0,170	0,320	0,120	0,215	0,167	0,296	0,087	0,168
Total	97,089	100,130	98,842	99,925	98,018	98,320	97,520	100,143	98,870	96,105
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).										
Na	0,000	0,001	0,002	0,002	0,005	0,001	0,003	0,001	0,000	0,016
Mg	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Al	0,070	0,059	0,061	0,086	0,057	0,065	0,054	0,080	0,039	0,052
Si	0,987	0,978	1,003	0,983	0,980	0,998	0,978	0,990	0,982	0,985
Ca	0,982	0,992	0,996	0,992	0,939	0,982	0,973	1,001	0,985	0,910
Ti	0,906	0,927	0,894	0,874	0,939	0,893	0,910	0,905	0,949	0,946
Mn	0,009	0,003	0,004	0,007	0,009	0,005	0,012	0,004	0,007	0,005
Fe ³⁺ *	0,051	0,026	0,034	0,041	0,051	0,043	0,002	0,004	0,004	0,045
Ba	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,003	0,003	0,004	0,001
V	0,009	0,010	0,010	0,009	0,009	0,009	0,072	0,000	0,031	0,011
Soma	3,015	2,999	3,005	2,996	2,992	2,997	3,006	2,989	3,002	2,972
F	0,043	0,045	0,042	0,078	0,030	0,053	0,042	0,073	0,022	0,043
Al + Fe ³⁺	0,120	0,085	0,095	0,128	0,109	0,107	0,056	0,084	0,043	0,096
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	7,54	10,88	9,40	6,85	8,64	8,33	16,29	10,73	21,88	9,82
OH**	0,077	0,040	0,053	0,050	0,079	0,054	0,014	0,012	0,022	0,054
X _F ¶	0,36	0,53	0,44	0,61	0,28	0,50	0,75	0,86	0,50	0,44

*Fe total como Fe_2O_3 , **valor calculado, ¶ $X_F = F / (F + \text{OH})$

Tabela 27 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Minador do Lúcio.

[illegible]

Tabela 28 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Poço da Cacimba.

Amostra	PC-10-C2	PC-10-C2	PC-10-C1	PC-10-C1	PC-41-C2	PC-41-C2	PC-41-C2	PC-10-C2	PC-41-C2	PC-41-C2	PC-41-C1	PC-41-C1	PC-08n-C1	PC-08n-C1	PC-08n-C2	PC-08n-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,027	0,011	0,020	0,009	0,054	0,000	0,027	0,000	0,024	0,067	0,052	0,008	0,050	0,046	0,065	0,000
MgO	0,032	0,051	0,022	0,025	0,031	0,028	0,000	0,017	0,051	0,016	0,008	0,000	0,020	0,052	0,102	0,035
F	0,278	0,573	0,830	0,814	0,039	0,415	0,261	0,408	0,000	0,313	0,182	0,402	0,536	1,349	0,685	0,432
Al ₂ O ₃	1,244	1,437	1,575	1,629	1,424	1,567	1,248	1,534	1,042	1,368	1,350	1,695	1,322	2,381	1,472	1,185
SiO ₂	29,428	29,689	30,196	30,005	29,595	29,799	29,994	30,238	30,167	30,132	30,189	30,270	29,593	30,312	29,813	29,632
CaO	27,808	27,362	27,965	28,129	26,696	27,193	27,515	27,181	28,128	27,742	27,622	27,913	27,405	28,215	28,258	27,693
TiO ₂	36,446	36,011	35,622	36,335	36,371	37,082	38,374	36,616	36,859	36,333	35,568	34,789	35,526	33,079	35,982	37,864
MnO	0,066	0,048	0,157	0,110	0,312	0,212	0,101	0,381	0,147	0,188	0,329	0,152	0,049	0,054	0,046	0,092
Fe ₂ O ₃ *	1,922	2,398	2,152	2,288	1,870	1,810	1,426	1,794	1,278	1,454	1,810	1,857	1,980	2,418	1,721	1,988
BaO	0,087	0,052	0,083	0,031	0,079	0,031	0,268	0,103	0,231	0,050	0,206	0,125	0,058	0,019	0,023	0,068
V ₂ O ₃	0,229	0,339	0,461	0,464	0,327	0,333	0,375	0,447	0,320	0,376	0,413	0,342	0,320	0,395	0,428	0,239
H ₂ O**	0,30	0,25	0,13	0,16	0,44	0,28	0,26	0,28	0,33	0,26	0,36	0,32	0,20	0,05	0,13	0,23
OH ≡ F	0,12	0,24	0,35	0,34	0,02	0,17	0,11	0,17	0,00	0,13	0,08	0,17	0,23	0,57	0,29	0,18
Total	97,75	97,98	98,86	99,66	97,23	98,58	99,74	98,83	98,58	98,16	98,01	97,70	96,84	97,81	98,44	99,28
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).																
Na	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000	0,002	0,000	0,002	0,004	0,003	0,001	0,003	0,003	0,004	0,000
Mg	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,005	0,002
Al	0,049	0,057	0,061	0,063	0,057	0,061	0,048	0,060	0,041	0,054	0,053	0,067	0,053	0,093	0,058	0,046
Si	0,988	0,992	0,998	0,985	1,000	0,989	0,985	1,001	1,006	1,004	1,012	1,015	1,000	1,008	0,991	0,978
Ca	1,001	0,980	0,991	0,989	0,966	0,967	0,968	0,964	1,005	0,991	0,992	1,002	0,992	1,005	1,006	0,980
Ti	0,920	0,905	0,886	0,897	0,924	0,925	0,948	0,911	0,924	0,911	0,896	0,877	0,903	0,827	0,899	0,940
Mn	0,002	0,001	0,004	0,003	0,009	0,006	0,003	0,011	0,004	0,005	0,009	0,004	0,001	0,002	0,001	0,003
Fe ³⁺ *	0,049	0,060	0,054	0,057	0,048	0,045	0,035	0,045	0,032	0,036	0,046	0,047	0,050	0,061	0,043	0,049
Ba	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001
V	0,006	0,009	0,012	0,012	0,009	0,009	0,010	0,012	0,009	0,010	0,011	0,009	0,009	0,011	0,011	0,006
Soma	3,019	3,008	3,010	3,009	3,019	3,004	3,002	3,005	3,029	3,017	3,026	3,024	3,013	3,012	3,019	3,005
F	0,030	0,061	0,087	0,085	0,004	0,044	0,027	0,043	0,000	0,033	0,019	0,043	0,057	0,142	0,072	0,045
Al + Fe ³⁺	0,098	0,117	0,115	0,120	0,104	0,106	0,084	0,105	0,073	0,090	0,099	0,114	0,103	0,154	0,101	0,096
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	9,41	7,74	7,71	7,50	8,86	8,69	11,34	8,72	12,66	10,10	9,06	7,71	8,76	5,38	8,93	9,84
OH**	0,068	0,056	0,028	0,035	0,100	0,063	0,056	0,062	0,073	0,057	0,080	0,071	0,046	0,012	0,029	0,050
X _F †	0,30	0,52	0,76	0,71	0,04	0,41	0,32	0,41	0,00	0,37	0,19	0,37	0,56	0,92	0,71	0,47

*Fe total como Fe_2O_3 , **valor calculado, ¶ $X_F = F / (F + \text{OH})$

Tabela 29 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Cacimbinhas.

Amostra	ELO-03_C1_Ttn 1 C	ELO-03_C1_Ttn 1 B	ELO-03_C2_Ttn 2 C	ELO-03_C2_Ttn 2 B	ELO-16_C2_Ttn 1 C	ELO-16_C2_Ttn 1 B	ELO-16_C1_Ttn 2 C	ELO-16_C1_Ttn 2 B	MF-07_C1_Ttn 1 C	MF-07_C1_Ttn 1 B	MF-07_C1_Ttn 2 C	MF-07_C1_Ttn 2 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,08	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,04
MgO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
F	0,31	0,12	0,26	0,65	0,10	0,48	0,30	0,45	0,69	0,58	0,63	0,64
Al ₂ O ₃	1,57	1,43	1,38	1,86	1,25	1,53	1,22	1,51	1,92	1,93	1,90	1,99
SiO ₂	30,18	30,29	30,09	30,17	29,75	30,27	29,84	30,86	30,26	30,77	30,24	30,49
CaO	28,17	27,76	27,77	28,88	26,89	27,65	27,12	29,10	28,55	28,58	28,23	28,42
TiO ₂	37,59	36,20	37,69	36,65	36,71	35,20	35,76	35,23	36,61	35,20	35,82	35,40
MnO	0,30	0,43	0,29	0,11	0,08	0,16	0,27	0,07	0,27	0,26	0,22	0,14
Fe ₂ O ₃ *	1,51	1,60	1,62	1,17	2,04	1,55	2,22	1,21	1,74	1,59	1,64	1,49
BaO	0,07	0,09	0,18	0,03	0,00	0,13	0,00	0,02	0,04	0,00	0,06	0,11
V ₂ O ₃	0,35	0,34	0,31	0,36	0,37	0,35	0,36	0,34	0,28	0,25	0,30	0,37
H ₂ O**	0,23	0,30	0,24	0,12	0,33	0,18	0,26	0,15	0,16	0,19	0,17	0,17
OH ≡ F	0,13	0,05	0,11	0,27	0,04	0,20	0,13	0,19	0,29	0,24	0,27	0,27
Total	100,20	98,53	99,74	99,74	97,53	97,38	97,23	98,77	100,25	99,10	98,99	99,00
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).												
Na	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,005	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,003
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	0,060	0,056	0,053	0,072	0,049	0,061	0,048	0,059	0,074	0,075	0,074	0,077
Si	0,987	1,007	0,989	0,989	0,999	1,015	1,005	1,020	0,987	1,013	0,998	1,005
Ca	0,987	0,989	0,978	1,014	0,968	0,994	0,978	1,031	0,998	1,008	0,998	1,004
Ti	0,925	0,905	0,932	0,903	0,927	0,888	0,905	0,876	0,898	0,872	0,889	0,878
Mn	0,008	0,012	0,008	0,003	0,002	0,005	0,008	0,002	0,007	0,007	0,006	0,004
Fe ³⁺ *	0,037	0,040	0,040	0,029	0,052	0,039	0,056	0,030	0,043	0,039	0,041	0,037
Ba	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
V	0,009	0,009	0,008	0,009	0,010	0,009	0,010	0,009	0,007	0,007	0,008	0,010
Soma	3,018	3,022	3,013	3,020	3,011	3,017	3,011	3,029	3,017	3,021	3,016	3,018
F	0,032	0,013	0,027	0,067	0,010	0,051	0,032	0,047	0,071	0,060	0,066	0,067
Al + Fe ³⁺	0,097	0,096	0,093	0,101	0,101	0,100	0,105	0,089	0,117	0,114	0,115	0,114
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	9,49	9,42	9,97	8,96	9,19	8,90	8,66	9,88	7,71	7,64	7,75	7,68
OH**	0,065	0,083	0,067	0,034	0,090	0,049	0,072	0,042	0,045	0,054	0,049	0,047
X _F ¶	0,33	0,13	0,29	0,67	0,10	0,51	0,31	0,53	0,61	0,53	0,58	0,59

*Fe total como Fe_2O_3 , **valor calculado, ¶ $X_F = F / (F + \text{OH})$

Tabela 30 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Tanquinho. (1º parte)

Amostra	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C2	TQ-21.1-C1	TQ-21.1-C1	TQ-21.1-C4	TQ-21.1-C4	TQ-MA-03-C1	TQ-MA-03-C1	TQ-MA-03-C1
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda
Na ₂ O	0,000	0,010	0,000	0,000	0,023	0,002	0,040	0,008	0,024	0,031	0,001	0,000	0,000
MgO	0,000	0,024	0,000	0,004	0,011	0,035	0,000	0,022	0,028	0,007	0,020	0,034	0,049
F	0,509	0,830	0,422	0,818	0,524	0,570	1,115	0,762	0,341	0,546	0,257	0,612	0,335
Al ₂ O ₃	1,875	1,949	1,454	1,939	1,794	1,770	2,775	2,766	1,484	1,811	1,153	1,579	1,309
SiO ₂	29,415	29,502	29,360	29,606	29,874	30,128	30,222	30,349	29,652	30,110	29,103	29,691	29,456
CaO	27,842	28,466	27,781	27,865	28,232	28,209	28,679	29,095	27,547	28,195	27,639	28,436	27,553
TiO ₂	35,837	34,241	36,190	34,541	35,416	36,700	34,711	35,628	37,470	35,383	38,000	37,552	36,593
MnO	0,158	0,280	0,092	0,219	0,158	0,134	0,147	0,228	0,141	0,274	0,101	0,018	0,068
Fe ₂ O ₃ *	1,704	1,651	1,477	1,992	1,667	1,797	1,707	1,681	1,493	1,755	1,865	1,574	1,980
BaO	0,048	0,065	0,000	0,090	0,000	0,146	0,374	0,113	0,089	0,025	0,178	0,004	0,056
V ₂ O ₃	0,322	0,331	0,270	0,296	0,411	0,360	0,301	0,477	0,374	0,329	0,398	0,393	0,415
H ₂ O**	0,282	0,137	0,223	0,179	0,257	0,245	0,154	0,317	0,269	0,259	0,292	0,166	0,296
OH ≡ F	0,214	0,350	0,178	0,344	0,221	0,240	0,470	0,321	0,144	0,230	0,108	0,258	0,141
Total	97,778	97,137	97,092	97,205	98,146	99,856	99,756	101,126	98,768	98,495	98,899	99,801	97,969
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).													
Na	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002
Al	0,074	0,077	0,058	0,077	0,071	0,068	0,107	0,106	0,058	0,071	0,045	0,061	0,052
Si	0,986	0,994	0,990	0,996	0,997	0,988	0,990	0,983	0,984	1,001	0,969	0,973	0,987
Ca	1,000	1,028	1,004	1,004	1,009	0,991	1,006	1,010	0,979	1,004	0,986	0,998	0,989
Ti	0,903	0,868	0,918	0,873	0,889	0,905	0,855	0,868	0,935	0,885	0,951	0,925	0,922
Mn	0,004	0,008	0,003	0,006	0,004	0,004	0,004	0,006	0,004	0,008	0,003	0,000	0,002
Fe ³⁺ *	0,043	0,042	0,037	0,050	0,042	0,044	0,042	0,041	0,037	0,044	0,047	0,039	0,050
Ba	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,005	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001
V	0,009	0,009	0,007	0,008	0,011	0,009	0,008	0,012	0,010	0,009	0,011	0,010	0,011
Soma	3,019	3,028	3,017	3,016	3,025	3,015	3,019	3,030	3,011	3,024	3,015	3,008	3,015
F	0,054	0,088	0,045	0,087	0,055	0,059	0,115	0,078	0,036	0,057	0,027	0,063	0,035
Al + Fe ³⁺	0,117	0,119	0,095	0,127	0,112	0,113	0,149	0,147	0,095	0,115	0,092	0,100	0,102
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	7,718	7,274	9,633	6,865	7,906	8,027	5,730	5,921	9,811	7,702	10,346	9,274	9,073

Tabela 31 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Tanquinho. (2º parte)

Amostra	TQ-MA-03-C1	TQ-MA-03-C1	TQ-MA-03-C1	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-15-C4	TQ-15-C4	TQ-15-C1	TQ-15-C1	TQ-9A-C3	TQ-9A-C3
Local	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,009	0,074	0,099	0,051	0,061	0,013	0,067	0,011	0,034	0,000	0,000	0,033	0,048
MgO	0,024	0,042	0,031	0,035	0,026	0,021	0,000	0,000	0,000	0,028	0,030	0,016	0,006
F	0,558	0,424	0,394	0,603	0,467	0,492	0,500	0,519	0,487	0,041	0,175	0,349	0,669
Al ₂ O ₃	1,417	1,269	1,429	1,401	1,474	1,476	1,430	1,614	1,829	0,800	1,489	1,064	1,900
SiO ₂	29,757	28,896	29,673	29,428	28,975	29,594	29,382	30,592	30,679	30,322	30,511	29,137	29,753
CaO	27,747	27,438	27,645	27,854	27,491	28,228	28,650	28,824	28,728	28,236	27,674	28,140	28,520
TiO ₂	37,548	36,720	37,190	38,757	36,342	35,093	37,113	37,952	35,962	39,414	36,787	35,573	35,496
MnO	0,194	0,149	0,077	0,238	0,137	0,052	0,246	0,109	0,062	0,026	0,132	0,186	0,103
Fe ₂ O ₃ *	1,720	2,059	1,794	1,535	2,227	2,124	1,800	1,300	1,385	1,111	1,543	1,623	0,000
BaO	0,089	0,079	0,164	0,027	0,054	0,096	0,182	0,138	0,080	0,045	0,144	0,015	0,115
V ₂ O ₃	0,292	0,329	0,392	0,311	0,387	0,342	0,346	0,438	0,332	0,434	0,271	0,439	0,418
H ₂ O**	0,180	0,256	0,268	0,135	0,290	0,267	0,219	0,186	0,248	0,247	0,354	0,206	0,019
OH ≡ F	0,235	0,179	0,166	0,254	0,197	0,207	0,211	0,219	0,205	0,017	0,074	0,147	0,282
Total	99,300	97,556	98,990	100,121	97,735	97,591	99,725	101,465	99,621	100,687	99,036	96,633	96,765
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).													
Na	0,001	0,005	0,006	0,003	0,004	0,001	0,004	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003
Mg	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Al	0,055	0,050	0,056	0,054	0,058	0,059	0,056	0,061	0,071	0,031	0,058	0,043	0,075
Si	0,981	0,973	0,983	0,962	0,974	0,996	0,970	0,986	1,007	0,987	1,009	0,990	1,000
Ca	0,980	0,990	0,982	0,976	0,990	1,018	1,014	0,996	1,010	0,984	0,981	1,024	1,027
Ti	0,931	0,930	0,927	0,953	0,919	0,888	0,922	0,920	0,888	0,964	0,915	0,909	0,897
Mn	0,005	0,004	0,002	0,007	0,004	0,001	0,007	0,003	0,002	0,001	0,004	0,005	0,003
Fe ³⁺ *	0,043	0,052	0,045	0,038	0,056	0,054	0,045	0,032	0,034	0,027	0,038	0,041	0,000
Ba	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002
V	0,008	0,009	0,010	0,008	0,010	0,009	0,009	0,011	0,009	0,011	0,007	0,012	0,011
Soma	3,006	3,017	3,015	3,004	3,018	3,028	3,029	3,012	3,024	3,007	3,015	3,027	3,018
F	0,058	0,045	0,041	0,062	0,050	0,052	0,052	0,053	0,051	0,004	0,018	0,037	0,071
Al + Fe ³⁺	0,098	0,103	0,101	0,092	0,115	0,112	0,100	0,093	0,105	0,058	0,096	0,084	0,075
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	9,524	9,068	9,218	10,386	8,007	7,907	9,180	9,907	8,457	16,659	9,488	10,809	11,920
OH**	0,040	0,057	0,059	0,029	0,065	0,060	0,048	0,040	0,054	0,054	0,078	0,047	0,004
X _F ¶	0,60	0,44	0,41	0,68	0,43	0,47	0,52	0,57	0,48	0,07	0,19	0,45	0,94

*Fe total como Fe_2O_3 , **valor calculado, ¶ $X_F = F / (F + \text{OH})$

Tabela 32 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Santana do Ipanema.		
Amostra	SI-17_C2_Ttn 1 C	SI-17_C2_Ttn 1 B
Local	Centro	Borda
Na ₂ O	0,04	0,04
MgO	0,02	0,04
F	0,45	0,66
Al ₂ O ₃	1,59	1,46
SiO ₂	29,11	30,30
CaO	27,53	28,05
TiO ₂	37,35	33,98
MnO	0,15	0,23
Fe ₂ O ₃ *	1,90	1,93
BaO	0,00	0,27
V ₂ O ₃	0,33	0,36
H ₂ O**	0,28	0,16
OH $\equiv$ F	0,19	0,28
	98,55	97,20
	Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).	
Na	0,003	0,002
Mg	0,001	0,002
Al	0,062	0,058
Si	0,968	1,021
Ca	0,981	1,013
Ti	0,934	0,861
Mn	0,004	0,007
Fe ³⁺ *	0,047	0,049
Ba	0,000	0,004
V	0,009	0,010
Soma	3,009	3,026
F	0,048	0,071
Al + Fe ³⁺	0,110	0,107
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	8,513	8,044
OH**	0,062	0,036
X _F ¶	0,44	0,66
*Fe total como Fe ₂ O ₃ , **valor calculado, ¶ X _F = F / (F + OH)		

Tabela 33 - Análises de microsonda eletrônica de titanita do plúton Lagoa do Boi.

Amostra	EX1-TR-15	EX1-TR-15	EX1-TR-15	EX1-TR-15
Local	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,12	0,06	0,04	0,10
MgO	0,03	0,04	0,02	0,02
F	0,36	0,51	0,34	0,49
Al ₂ O ₃	1,07	1,27	1,04	1,30
SiO ₂	29,81	29,76	29,43	29,63
CaO	27,34	27,12	27,36	27,41
TiO ₂	35,56	37,12	37,10	36,46
MnO	0,06	0,03	0,00	0,13
Fe ₂ O ₃ *	2,33	2,57	2,23	2,30
BaO	0,00	0,00	0,03	0,00
V ₂ O ₃	0,27	0,38	0,37	0,31
H ₂ O**	0,28	0,27	0,27	0,26
OH $\equiv$ F	0,15	0,22	0,14	0,21
Total	97,07	98,92	98,10	98,19
Fórmula estrutural com base em 5 oxigênios (Deer et al., 1966).				
Na	0,008	0,004	0,002	0,006
Mg	0,001	0,002	0,001	0,001
Al	0,042	0,049	0,041	0,051
Si	1,006	0,985	0,984	0,988
Ca	0,989	0,962	0,980	0,979
Ti	0,903	0,924	0,933	0,914
Mn	0,002	0,001	0,000	0,004
Fe ³⁺ *	0,059	0,064	0,056	0,058
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,007	0,010	0,010	0,008
Soma	3,018	3,002	3,009	3,009
F	0,038	0,054	0,036	0,052
Al + Fe ³⁺	0,102	0,114	0,097	0,109
Ti ⁴⁺ /(Al+Fe ³⁺)	8,882	8,141	9,616	8,402
OH**	0,063	0,060	0,061	0,057
X _F ¶	0,38	0,47	0,37	0,47
*Fe total como Fe ₂ O ₃ , **valor calculado, ¶ X _F = F / (F + OH)				

Tabela 34 - Análises de microsonda eletrônica de epídoto do plúton Tanquinho.

Amostra	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C3	TQ-21.1-C4	TQ-21.1-C4	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2	TQ-MA-03-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,003	0,010	0,000	0,015	0,000	0,039	0,015	0,000	0,065	0,000	0,026	0,000	0,013	0,022
MgO	0,000	0,035	0,043	0,036	0,000	0,033	0,029	0,025	0,009	0,000	0,013	0,005	0,008	0,035
Al ₂ O ₃	22,331	22,319	21,480	22,352	21,084	20,834	21,921	21,619	22,513	22,343	22,052	21,778	21,922	21,824
SiO ₂	36,905	36,532	35,952	36,677	36,868	37,070	36,251	35,162	36,606	37,180	37,433	36,784	36,792	36,104
CaO	23,472	22,516	22,717	23,668	23,539	23,660	23,385	23,221	23,483	23,155	23,212	23,162	23,113	23,132
K ₂ O	0,000	0,012	0,000	0,005	0,015	0,000	0,000	0,031	0,022	0,017	0,026	0,000	0,015	0,000
TiO ₂	0,000	0,004	0,095	0,228	0,197	0,436	0,000	0,119	0,232	0,099	0,084	0,133	0,000	0,203
Cr ₂ O ₃	0,000	0,069	0,047	0,000	0,098	0,048	0,000	0,089	0,011	0,145	0,070	0,000	0,037	0,000
MnO	0,388	0,496	0,394	0,195	0,168	0,206	0,130	0,308	0,277	0,278	0,273	0,290	0,213	0,387
SrO	0,177	0,262	0,347	0,408	0,329	0,135	0,238	0,733	0,222	0,256	0,384	0,228	0,361	0,560
NiO	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,039	0,009	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	14,450	15,348	14,963	14,210	15,896	17,157	15,364	15,488	14,956	15,404	15,085	15,195	15,132	15,006
BaO	0,027	0,000	0,000	0,000	0,034	0,008	0,038	0,015	0,019	0,000	0,122	0,019	0,030	0,051
V ₂ O ₃	0,055	0,039	0,069	0,043	0,064	0,064	0,106	0,071	0,099	0,074	0,064	0,035	0,040	0,055
Total	97,810	97,642	96,107	97,837	98,292	99,723	97,477	96,881	98,514	98,990	98,853	97,629	97,676	97,379
Fórmula estrutural com base em 12,5 oxigênios (Deer et al., 1966).														
Na	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,006	0,002	0,000	0,010	0,000	0,004	0,000	0,002	0,003
Mg	0,000	0,004	0,005	0,004	0,000	0,004	0,004	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,004
Al	2,119	2,125	2,082	2,123	2,004	1,957	2,096	2,095	2,126	2,098	2,074	2,074	2,088	2,093
Si	2,971	2,951	2,957	2,955	2,973	2,954	2,941	2,891	2,933	2,962	2,988	2,973	2,973	2,938
Ca	2,025	1,949	2,002	2,043	2,034	2,020	2,032	2,046	2,016	1,977	1,985	2,006	2,001	2,017
K	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,003	0,000	0,002	0,000
Ti	0,000	0,000	0,006	0,014	0,012	0,026	0,000	0,007	0,014	0,006	0,005	0,008	0,000	0,012

Cr	0,000	0,004	0,003	0,000	0,006	0,003	0,000	0,006	0,001	0,009	0,004	0,000	0,002	0,000
Mn	0,026	0,034	0,027	0,013	0,011	0,014	0,009	0,021	0,019	0,019	0,018	0,020	0,015	0,027
Sr	0,008	0,012	0,017	0,019	0,015	0,006	0,011	0,035	0,010	0,012	0,018	0,011	0,017	0,026
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe	0,875	0,933	0,926	0,862	0,965	1,029	0,938	0,958	0,902	0,924	0,906	0,924	0,920	0,919
Ba	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,002
V	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,004	0,007	0,005	0,006	0,005	0,004	0,002	0,003	0,004
Total	8,030	8,018	8,029	8,039	8,027	8,026	8,040	8,071	8,041	8,015	8,016	8,019	8,023	8,044
Ps = 100 x Fe/(Fe+Al)	29,2	30,5	30,8	28,9	32,5	34,5	30,9	31,4	29,8	30,6	30,4	30,8	30,6	30,5

Tabela 35 - Análises de microsonda eletrônica de epídoto do embasamento do batólito Águas Belas–Canindé.

Amostra	EX1-MA 16_C1_Ep 1 C	EX1-MA 16_C1_Ep 1 B	EX1-MA 16_C1_Ep 2 C	EX1-MA 16_C1_Ep 2 B	EX1-MA 16_C2_Ep 3 C	EX1-MA 16_C2_Ep 3 B	EX1-MA 16_C2_Ep 4 C	EX1-MA 16_C2_Ep 4 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02
MgO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	22,47	22,52	22,56	22,77	22,37	22,19	22,13	21,56
SiO ₂	37,52	37,40	37,86	37,33	37,87	36,49	37,45	37,10
CaO	23,09	22,83	23,02	23,25	23,02	23,38	23,13	22,97
K ₂ O	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
TiO ₂	0,07	0,25	0,08	0,29	0,08	0,10	0,00	0,24
Cr ₂ O ₃	0,09	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,01
MnO	0,50	0,73	0,71	0,69	0,56	0,54	0,70	0,70
SrO	0,03	0,06	0,22	0,28	0,17	0,25	0,08	0,31
NiO	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	14,61	14,21	14,39	13,94	14,16	14,59	14,29	14,90
BaO	0,00	0,05	0,02	0,07	0,01	0,00	0,08	0,00
V ₂ O ₃	0,02	0,06	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	98,44	98,20	98,93	98,80	98,28	97,58	97,98	97,82
Fórmula estrutural com base em 12,5 oxigênios (Deer et al., 1966).								
Na	0,000	0,001	0,000	0,004	0,004	0,001	0,007	0,004
Mg	0,001	0,004	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000
Al	2,113	2,122	2,111	2,138	2,103	2,115	2,094	2,050
Si	2,993	2,990	3,006	2,973	3,021	2,952	3,006	2,993
Ca	1,973	1,956	1,959	1,983	1,968	2,026	1,989	1,986
K	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Ti	0,004	0,015	0,005	0,017	0,005	0,006	0,000	0,014
Cr	0,005	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,001
Mn	0,034	0,050	0,048	0,047	0,038	0,037	0,047	0,048
Sr	0,001	0,003	0,010	0,013	0,008	0,012	0,004	0,015
Ni	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000
Fe	0,877	0,855	0,860	0,836	0,850	0,888	0,863	0,905
Ba	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000
V	0,001	0,004	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	8,007	8,004	8,004	8,023	7,999	8,040	8,019	8,016
Ps = 100 x Fe/(Fe+Al)	29,3	28,7	28,9	28,1	28,8	29,6	29,2	30,6

Tabela 36 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do embasamento do batólito Águas Belas-Canindé.

Amostra	EX1-TR-24_C2_Anf 1 C	EX1-TR-24_C2_Anf 1 B	EX1-TR-24_C3_Anf 2 C	EX1-TR-24_C3_Anf 2 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO ₂	43,393	43,377	43,178	40,695
TiO ₂	0,753	1,353	1,052	0,675
Al ₂ O ₃	9,155	9,157	8,785	11,18
FeO*	18,262	19,018	18,893	20,06
MgO	10,153	9,649	9,969	8,673
MnO	1,06	1,011	0,951	1,032
CaO	11,326	11,529	11,107	11,592
Na ₂ O	1,254	1,171	1,427	1,272
K ₂ O	1,161	1,124	1,086	1,479
F	0,377	0,235	0,27	0,267
Cl	0,031	0,01	0,033	0,03
H ₂ O**	1,76	1,85	1,80	1,79
OH ≡ (F, Cl)	0,17	0,10	0,12	0,12
Total	98,52	99,38	98,43	98,62
Formula estrutural e partição de ferro férrico-ferroso com base no método de Holland e Blundy (1994)				
Site T				
Si	6,57	6,54	6,56	6,22
Al ^{iv}	1,43	1,46	1,44	1,78
Soma	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(total)	1,63	1,63	1,57	2,02
Sites M1,2,3				
Al ^{vi}	0,20	0,16	0,14	0,24
Ti	0,09	0,15	0,12	0,08
Fe ³⁺	0,75	0,69	0,74	0,93
Mg	2,29	2,17	2,26	1,98
Mn	0,14	0,13	0,12	0,13
Fe ²⁺	1,54	1,70	1,62	1,64
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01
Soma	5,00	5,00	5,00	5,00
Site M4				
Fe	0,02	0,01	0,04	0,00
Ca	1,84	1,86	1,81	1,89
Na	0,14	0,13	0,16	0,11
Soma	2,00	2,00	2,00	2,00
Site A				
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,22	0,27	0,27
K	0,22	0,22	0,21	0,29
Soma	0,45	0,43	0,48	0,56
Site OH				
O	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	1,81	1,88	1,86	1,86
F	0,18	0,11	0,13	0,13
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01
Soma	2,00	2,00	2,00	2,00
Total cat.	15,45	15,43	15,48	15,56
Fe [#]	0,50	0,53	0,52	0,56
Mg/Fe ²⁺	1,47	1,27	1,36	1,21
Mg/Fe	0,99	0,90	0,94	0,77

Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,46	0,43	0,45	0,40
T (B&H,1990)	756	754	763	820
T (H&B ₁ , 1994)	744	751	784	781
T (H&B ₂ , 1994)	714	702	740	713
P (A&S, 1995)	4,28	4,42	3,58	6,01
T (C) Ti-hbld	648	730	690	638
P (S, 1992)	4,76	4,73	4,48	6,59
Temperature (em °C) baseada em Ti em hornblenda calculada de acordo com Otten, 1984 (Otten, 84); pressão (em kbar) calculada de acordo com Schmidt, 1992 (S, 1992).				

Tabela 37 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Minador do Lúcio.					
Amostra	ML-20-C1	ML-20-C1	ML-20-C1	ML-20-C1	ML-20-C2
Local	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro
SiO ₂	42,242	42,231	43,26	43,351	43,651
TiO ₂	0,68	0,451	0,775	0,665	0,912
Al ₂ O ₃	9,419	9,268	9,009	8,952	8,824
FeO*	20,985	21,517	20,19	20,651	20,347
MgO	8,915	9,046	9,34	9,441	9,491
MnO	0,71	0,641	0,668	0,586	0,736
CaO	11,328	11,453	11,484	11,415	11,199
Na ₂ O	1,582	1,598	1,594	1,424	1,702
K ₂ O	1,288	1,266	1,23	1,125	1,312
F	0,365	0,466	0,516	0,33	0,457
Cl	0,012	0	0,024	0,003	0,006
H ₂ O**	1,75	1,71	1,70	1,79	1,74
OH ≡ (F, Cl)	0,16	0,20	0,22	0,14	0,19
Total	99,12	99,45	99,57	99,60	100,19
Formula estrutural e partição de ferro férrico-ferroso com base no método de Holland e Blundy (1994)					
Site T					
Si	6,446	6,424	6,557	6,544	6,577
Al ^{iv}	1,554	1,576	1,443	1,456	1,423
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(total)	1,694	1,662	1,610	1,593	1,567
Sites M1,2,3					
Al ^{vi}	0,140	0,086	0,167	0,137	0,144
Ti	0,078	0,052	0,088	0,075	0,103
Fe ³⁺	0,803	0,918	0,644	0,805	0,634
Mg	2,027	2,051	2,110	2,124	2,131
Mn	0,092	0,083	0,086	0,075	0,094
Fe ²⁺	1,859	1,811	1,905	1,784	1,894
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	5	5	5	5	5
Site M4					
Fe	0,016	0,009	0,010	0,018	0,037
Ca	1,852	1,867	1,865	1,846	1,808
Na	0,132	0,124	0,125	0,135	0,155
Soma	2	2	2	2	2
Site A					
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,336	0,347	0,343	0,282	0,342
K	0,251	0,246	0,238	0,217	0,252
Soma	0,587	0,593	0,581	0,498	0,594
Site OH					
O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,818	1,771	1,743	1,839	1,778
F	0,179	0,229	0,251	0,160	0,221
Cl	0,003	0,000	0,006	0,001	0,002
Soma	2	2	2	2	2
Total cat,	15,587	15,593	15,581	15,498	15,594
Fe [#]	0,569	0,572	0,548	0,551	0,546
Mg/Fe ²⁺	1,081	1,127	1,102	1,179	1,104
Mg/Fe	0,757	0,749	0,824	0,815	0,831
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,520	0,530	0,524	0,541	0,525
T (Otten, 84) Ti-hbl	639	607	651	636	669
P (S, 1992)	5,06	4,90	4,65	4,57	4,45

Temperature (em °C) baseada em Ti em hornblenda calculada de acordo com Otten, 1984 (Otten, 84);
pressão (em kbar) calculada de acordo com Schmidt, 1992 (S, 1992).

Tabela 38 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Poço da Cacimba.

Amostra Local	PC-13-C2 Centro	PC-13-C2 Borda	PC-13-C2 Centro	PC-13-C2 Borda	PC-13-C1 Centro	PC-13-C1 Borda	PC-01-C1 Centro	PC-01-C1 Borda	PC-01-C1 Centro	PC-01-C1 Centro
SiO ₂	43,16	42,31	42,84	39,74	42,87	42,79	41,72	42,49	42,01	42,15
TiO ₂	0,58	0,30	0,52	0,69	0,82	0,95	1,58	0,90	1,69	0,60
Al ₂ O ₃	9,17	9,37	9,09	11,27	9,02	8,84	10,92	10,93	10,98	11,04
FeO*	19,71	20,21	19,46	21,73	19,58	19,25	19,38	19,73	19,40	19,31
MgO	9,81	9,28	9,71	8,18	9,80	9,49	7,31	7,80	7,62	8,01
MnO	0,51	0,73	0,59	0,40	0,61	0,52	0,60	0,70	0,50	0,54
CaO	11,57	11,46	11,41	11,57	11,30	11,54	11,12	11,92	11,75	11,71
Na ₂ O	1,54	1,51	1,51	1,51	1,42	1,43	1,02	1,01	1,17	1,22
K ₂ O	1,26	1,21	1,32	1,57	1,24	1,24	1,58	1,42	1,62	1,35
F	0,36	0,34	0,43	0,30	0,43	0,38	0,14	0,16	0,10	0,19
Cl	0,05	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,08	0,03	0,03	0,05
H ₂ O**	1,77	1,76	1,72	1,75	1,72	1,75	1,83	1,86	1,88	1,83
OH ≡ (F, Cl)	0,16	0,15	0,19	0,13	0,19	0,16	0,08	0,07	0,05	0,09
Total	99,31	98,34	98,43	98,60	98,66	98,01	97,22	98,86	98,71	97,90
Formula estrutural e partição de ferro férrico-ferroso com base no método de Holland e Blundy (1994)										
Site T										
Si	6,532	6,478	6,542	6,127	6,520	6,572	6,498	6,500	6,465	6,500
Al ^{iv}	1,468	1,522	1,458	1,873	1,480	1,428	1,502	1,500	1,535	1,500
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(total)	1,635	1,692	1,636	2,048	1,617	1,601	2,004	1,971	1,991	2,007
Sites M1,2,3										
Al ^{vi}	0,167	0,169	0,178	0,175	0,136	0,173	0,502	0,472	0,456	0,507
Ti	0,065	0,035	0,060	0,080	0,094	0,109	0,186	0,104	0,195	0,069
Fe ³⁺	0,713	0,834	0,703	0,977	0,771	0,584	0,314	0,400	0,222	0,399
Mg	2,212	2,117	2,209	1,879	2,221	2,172	1,698	1,777	1,748	1,840
Mn	0,066	0,094	0,076	0,052	0,078	0,067	0,080	0,090	0,065	0,070
Fe ²⁺	1,777	1,751	1,774	1,824	1,700	1,889	2,210	2,125	2,275	2,092
Ca	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,006	0,011	0,032	0,037	0,023
Soma	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Site M4										
Fe	0,004	0,002	0,009	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,876	1,880	1,867	1,899	1,841	1,892	1,846	1,922	1,900	1,911
Na	0,119	0,117	0,124	0,101	0,138	0,108	0,154	0,078	0,100	0,089

Soma	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Site A										
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,334	0,330	0,323	0,351	0,281	0,318	0,155	0,222	0,248	0,277
K	0,243	0,237	0,258	0,310	0,241	0,243	0,314	0,277	0,318	0,266
Soma	0,577	0,567	0,581	0,661	0,523	0,561	0,469	0,499	0,566	0,543
Site OH										
O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,814	1,826	1,784	1,843	1,780	1,813	1,909	1,916	1,944	1,895
F	0,174	0,167	0,213	0,148	0,210	0,186	0,070	0,078	0,048	0,092
Cl	0,012	0,007	0,003	0,009	0,010	0,001	0,021	0,007	0,008	0,013
Soma	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Total cat.	15,577	15,567	15,581	15,661	15,523	15,561	15,469	15,499	15,566	15,543
Fe [#]	0,530	0,550	0,529	0,599	0,529	0,532	0,598	0,587	0,588	0,575
Mg/Fe ²⁺	1,242	1,207	1,239	1,030	1,291	1,150	0,768	0,836	0,768	0,879
Mg/Fe	0,887	0,818	0,889	0,671	0,892	0,878	0,673	0,704	0,700	0,739
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,554	0,547	0,553	0,507	0,564	0,535	0,434	0,455	0,435	0,468
T (B&H,1990)	763	774	761	847	765	755	801	801	813	806
T (H&B ₁ , 1994)	774	783	766	855	779	763	645	681	697	683
T (H&B ₂ , 1994)	676	679	673	705	690	663	638	613	644	622
P (A&S, 1995)	4,70	4,92	4,73	6,15	4,47	4,67	6,58	6,70	6,50	6,77
P (S, 1992)	4,77	5,04	4,78	6,74	4,68	4,61	6,53	6,37	6,47	6,54

Tabela 39 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Tanquinho.

Amostra	TQ-9A-C3	TQ-9A-C3	TQ-9A-C3	TQ-9A-C3
Local	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO ₂	43,125	43,056	43,829	42,418
TiO ₂	0,534	0,555	0,053	0,808
Al ₂ O ₃	8,749	8,399	7,936	8,634
FeO*	20,552	20,227	19,529	20,224
MgO	9,13	9,063	9,577	9,01
MnO	0,779	0,634	0,648	0,735
CaO	11,092	11,579	11,59	11,645
Na ₂ O	1,537	1,348	1,264	1,168
K ₂ O	1,303	1,218	1,143	1,186
F	0,539	0,438	0,562	0,336
Cl	0	0,03	0	0,021
H ₂ O**	1,68	1,70	1,65	1,75
OH $\equiv$ (F, Cl)	0,23	0,19	0,24	0,15
Total	98,79	98,06	97,55	97,79
Formula estrutural e partição de ferro férrico-ferroso com base no método de Holland e Blundy (1994)				
Site T				
Si	6,589	6,631	6,746	6,542
Al ^{iv}	1,411	1,369	1,254	1,458
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(total)	1,576	1,525	1,440	1,570
Sites M1,2,3				
Al ^{vi}	0,165	0,156	0,186	0,112
Ti	0,061	0,064	0,006	0,094
Fe ³⁺	0,716	0,645	0,655	0,763
Mg	2,079	2,080	2,197	2,071
Mn	0,101	0,083	0,084	0,096
Fe ²⁺	1,878	1,960	1,859	1,846
Ca	0,000	0,012	0,012	0,018
Soma	5,000	5,000	5,000	5,000
Site M4				
Fe	0,033	0,000	0,000	0,000
Ca	1,816	1,899	1,899	1,906
Na	0,151	0,101	0,101	0,094
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000
Site A				
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,304	0,301	0,277	0,255
K	0,254	0,239	0,224	0,233
Soma	0,558	0,541	0,501	0,489
Site OH				
O	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,735	1,776	1,722	1,828
F	0,265	0,216	0,278	0,167
Cl	0,000	0,008	0,000	0,006
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000
Total cat,	15,558	15,541	15,501	15,489
Fe [#]	0,558	0,556	0,534	0,557
Mg/Fe ²⁺	1,088	1,061	1,182	1,122
Mg/Fe	0,792	0,798	0,874	0,794
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,521	0,515	0,542	0,529
T (B&H,1990)	719	713	692	731
T (H&B1, 1994)	740	738	707	762
T (H&B2, 1994)	683	657	635	667
P (A&S, 1995)	4,41	4,40	4,10	4,53
P (S, 1992)	4,49	4,25	3,84	4,46

Tabela 40 - Análises de microsonda eletrônica de anfibólio do plúton Santana do Ipanema.				
Amostra	SI-17_C2_Anf 1 C	SI-17_C2_Anf 1 B	SI-17_C1_Anf 2 C	SI-17_C1_Anf 2 B
Local	Centro	Borda	Centro	Borda
SiO ₂	44,99	42,91	44,07	42,97
TiO ₂	1,10	0,89	1,16	0,71
Al ₂ O ₃	7,34	9,03	8,45	9,16
FeO*	18,31	19,17	19,78	20,53
MgO	11,37	9,88	9,79	9,67
MnO	0,46	0,56	0,43	0,54
CaO	11,51	11,73	11,64	11,57
Na ₂ O	1,03	1,57	1,27	1,25
K ₂ O	1,02	1,23	1,24	1,30
F	0,45	0,61	0,49	0,41
Cl	0,05	0,05	0,06	0,09
H ₂ O**	1,75	1,65	1,72	1,73
OH $\equiv$ (F, Cl)	0,20	0,27	0,22	0,19
Total	99,17	99,00	99,86	99,73
Formula estrutural e partição de ferro férrico-ferroso com base no método de Holland e Blundy (1994)				
Site T				
Si	6,747	6,522	6,634	6,474
Al ^{iv}	1,253	1,478	1,366	1,526
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000
Al(total)	1,299	1,619	1,499	1,627
Sites M1,2,3				
Al ^{vi}	0,045	0,141	0,133	0,102
Ti	0,124	0,102	0,131	0,081
Fe ³⁺	0,632	0,636	0,601	0,894
Mg	2,542	2,238	2,196	2,171
Mn	0,058	0,072	0,055	0,069
Fe ²⁺	1,598	1,800	1,885	1,684
Ca	0,000	0,012	0,000	0,000
Soma	5,000	5,000	5,000	5,000
Site M4				
Fe	0,067	0,000	0,004	0,009
Ca	1,849	1,898	1,877	1,867
Na	0,084	0,102	0,119	0,124
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000
Site A				
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,216	0,361	0,251	0,242
K	0,195	0,239	0,238	0,250
Soma	0,411	0,599	0,489	0,492
Site OH				
O	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	1,772	1,692	1,748	1,778
F	0,215	0,295	0,236	0,199
Cl	0,012	0,014	0,016	0,023
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000
Total cat.	15,411	15,599	15,489	15,492
Fe#	0,475	0,521	0,531	0,544
Mg/Fe ²⁺	1,527	1,243	1,162	1,283
Mg/Fe	1,107	0,919	0,882	0,839
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,604	0,554	0,538	0,562
T (Otten, 84) Ti-hbl	695	667	703	642
P (S, 1992)	3,17	4,69	4,13	4,73
Temperatura (em °C) baseada em Ti em hornblenda calculada de acordo com Otten, 1984 (Otten, 84); pressão (em kbar) calculada de acordo com Schmidt, 1992 (S, 1992).				

Tabela 41 - Análises de microsonda eletrônica de piroxênio do plúton
Lagoa do Boi.

Amostra Local	EX1-TR-15 Centro	EX1-TR-15 Borda	EX1-TR-15 Centro	EX1-TR-15 Borda
SiO ₂	52.140	52.810	52.390	51.66
TiO ₂	0.240	0.000	0.201	0.23
Al ₂ O ₃	0.860	0.890	0.743	0.996
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0
Cr ₂ O ₃	0.000	0.085	0.085	0
FeO	11.010	11.650	12.260	11.62
MnO	0.620	0.540	0.567	0.44
MgO	11.620	11.580	11.070	11.34
CaO	21.100	21.210	20.190	20.81
Na ₂ O	1.440	1.730	2.160	1.69
K ₂ O	0.010	0.032	0.000	0.039
Total	99.040	100.527	99.666	98.825
Formula estrutural com base em 6 oxigênios (Deer et al., 1966)				
Si	1.971	1.997	1.981	1.953
Ti	0.007	0.000	0.006	0.007
Al	0.038	0.040	0.033	0.044
Fe ⁺³	0.112	0.112	0.112	0.112
Cr ⁺³	0.000	0.003	0.003	0.000
Fe ⁺²	0.236	0.257	0.276	0.256
Mn	0.020	0.017	0.018	0.014
Mg	0.655	0.653	0.624	0.639
Ca	0.855	0.859	0.818	0.843
Na	0.106	0.127	0.158	0.124
K	0.000	0.002	0.000	0.002
Wo	48.95	48.58	47.61	48.51
En	37.51	36.90	36.32	36.78
Fs	13.54	14.52	16.07	14.72

Er	4,72													2,23	0,58
Tm	0,70													0,33	0,09
Yb	4,50													2,20	0,60
Lu	0,64													0,33	0,10
Y	43,87	73,00	49,00	19,00	50,00	21,00	65,00	55,00	34,00	58,00	22,00	33,00	21,64	5,69	
Cs	2,00												4,76	2,45	
Ta	0,05												0,06	0,05	
Hf	5,39												5,52	3,03	
U	1,23												3,05	1,57	
Ga	17,30												19,40	17,80	
V	7,00												26,00	39,00	
Th	4,00												11,20	5,60	
Cu	9,00												7,00	5,00	
Sn	1,80												1,90	1,20	
Ag															
Mo	3,00												3,00	3,00	
Tl	0,50												0,50	0,50	
W	10,40												9,70	11,10	
Mg#	27,33	23,13	17,79	36,92	30,91	24,88	19,98	33,92	24,17	38,70	19,79		33,28	28,66	
T _{Zr} sat (°C)	814,90	884,10	853,50	749,60	822,80				879,70	828,60	870,70		815,50	765,00	
T _{ap} sat (°C)	822,09	889,10	894,21	923,77	873,48	855,76	832,76	862,05	1003,59	926,14			918,40	736,14	

Tabela 43 - Análises Químicas do plúton Minador do Lúcio					
Amostra	ML-14B	ML-20	ML-21	ML-23	ML-2A
SiO ₂		60,35	65,70	64,82	55,80
TiO ₂		0,77	0,51	0,67	1,21
Al ₂ O ₃		15,93	12,99	16,14	16,32
FeO					
Fe ₂ O _{3T}		5,09	4,87	4,31	8,02
MnO		0,07	0,10	0,09	0,12
MgO		1,69	1,71	1,83	2,65
CaO		2,22	2,46	2,71	3,47
Na ₂ O		3,74	1,97	4,34	3,78
K ₂ O		5,96	7,76	4,38	3,51
P ₂ O ₅		0,36	0,48	0,32	0,66
P.F		0,73	0,37	0,99	2,30
Total		96,91	98,92	100,60	97,83
Ba		4885,00	1793,00	1821,00	1297,00
Rb	211,90	593,10	118,00	188,10	105,00
Sr		1235,00	986,00	951,00	746,00
Zr		431,00	324,00	297,00	297,00
Nb	27,75	43,95	12,00	15,08	13,00
Ni	5,00	15,00	30,00	5,00	18,00
Co	10,60	17,70		5,60	
Zn					
Cr		193,00	213,00	245,00	123,00
La	81,90	161,70		75,20	
Ce	175,80	313,40		144,00	
Pr	23,78	37,85		16,85	
Nd	94,30	141,50		59,00	
Sm	19,00	28,40		8,50	
Eu	2,30	2,57		1,21	
Gd	14,54	24,56		5,03	
Tb	1,71	3,07		0,56	
Dy	8,69	16,39		3,02	
Ho	1,44	2,98		0,54	
Er	3,29	6,65		1,33	
Tm	0,48	1,01		0,19	

Yb	2,80	6,40		1,30	
Lu	0,53	1,07		0,23	
Y		68,00	39,00	36,00	
Cs	1,80	5,92		7,47	20,00
Ta	1,53	3,01		2,84	
Hf	13,00	22,45		7,74	
U	5,03	6,85		2,11	
Ga	28,10	39,60		23,40	
V	144,00	185,00		59,00	
Th	22,30	40,70		22,80	
Cu	84,00	18,00		12,00	
Sn	7,00	15,00		12,70	
Ag	1,00	1,00		1,00	
Mo	6,00	5,00		3,00	
Tl	1,20	4,00		0,60	
W	23,50	21,00		16,10	
Mg#		39,68	41,02	45,69	39,60
T _{Zr} sat (°C)		851,50	810,50	820,20	816,60
T _{ap} sat (°C)		944,47	1044,80	981,33	972,31

Tabela 44 - Análises Químicas do plúton Poço da Cacimba

Amostra	PC-41	PC-58	PC-59	PC-63g	PC-69g	PC-10g	PC-07	PC-08	PC-09	PC-10	PC-60M	PC-17n	PC-08n	PC-65	PC-63	PC-19n	PC-65g	PC-10.2	PC-17	PC-19
SiO ₂	67,32	73,00	70,75	70,16	65,44		70,22				44,44	66,60	63,70	67,16	70,44	64,03	67,46	74,50	66,86	64,62
TiO ₂	0,61	0,19	0,35	0,43	0,67		0,17				1,05	0,52	0,96	0,44	0,36	0,63	0,47	0,35	0,43	0,66
Al ₂ O ₃	14,63	14,17	14,46	15,05	16,42		14,75				17,22	17,22	15,45	16,54	14,81	17,11	17,01	13,36	16,19	16,34
FeO																				
Fe ₂ O _{3T}	4,21	1,26	2,01	2,63	3,39		1,79				13,78	2,03	3,33	3,01	1,65	4,04	3,18	1,91	2,56	4,74
MnO	0,09	0,02	0,03	0,04	0,08		0,03				0,32	0,06	0,07	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03	0,06	0,10
MgO	1,43	0,62	0,72	0,95	1,13		0,40				5,73	0,95	1,20	0,85	0,42	1,59	1,00	0,84	0,94	1,44
CaO	1,30	1,69	1,95	1,59	2,43		1,49				9,63	3,87	2,30	2,76	1,49	2,36	2,84	1,28	2,90	2,93
Na ₂ O	3,68	3,52	3,68	4,04	4,30		3,63				3,23	4,11	4,71	4,02	3,79	4,73	4,98	4,16	5,02	4,90
K ₂ O	4,84	4,60	4,95	4,28	4,91		5,04				1,96	3,10	4,48	3,64	5,83	3,34	3,55	3,64	2,70	2,83
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,09	0,17	0,33		0,05				0,10	0,16	0,33	0,20	0,12	0,21	0,14	0,16	0,17	0,26
P.F	1,00	0,51	1,36	0,85	0,74		0,64				1,59	1,29	1,47	1,33	1,07	1,15	0,88	0,90	0,97	1,07
Total	99,22	99,63	100,36	100,19	99,85		98,21				99,05	99,91	98,00	100,00	100,00	99,25	101,60	101,13	98,81	99,88
Ba	963,00	2224,00	1563,00	1193,00	1448,00		1665,00	1155,00	1295,00	655,00	217,00	530,00	2072,00	1026,00	1419,00	1085,00	1056,00	913,00	749,00	766,00
Rb	202,00	141,00	139,00	152,10	146,70	243,20	119,00	132,00	121,00	101,00	53,00	92,00	154,00	118,00	136,00	141,00	108,30	215,00	100,00	145,00
Sr	380,00	722,00	696,00	478,00	565,00		868,00	818,00	798,00	193,00	263,00	757,00	1234,00	689,00	745,00	815,00	567,00	650,00	802,00	865,00
Zr	194,00	112,00	207,00	375,00	279,00		167,00	199,00	328,00	90,00	35,00	264,00	421,00	203,00	232,00	258,00	171,00	206,00	256,00	310,00
Nb	9,00	5,00	7,00	53,45	21,31	17,80	4,00	4,00	10,00	-4	6,00	13,00	27,00	12,00	13,00	16,00	6,49	9,00	8,00	15,00
Ni	29,00	14,00	34,00	7,00	6,00	69,00	32,00	22,00	27,00	24,00	9,00						20,00	36,00	31,00	30,00
Co				2,70	6,90	7,10											7,70			
Zn				62,00	5,00												54,00			
Cr	199,00	200,00	191,00	136,8	136,8		264,00	255,00	217,00	490,00	65,00						0,03	264,00	481,00	368,00
La				38,40	53,20	56,70											24,80			
Ce				83,50	116,10	99,50											40,50			
Pr				9,84	13,28	13,07											4,77			
Nd				39,20	51,00	44,20											17,70			
Sm				8,00	9,40	7,10											3,10			
Eu				1,68	1,92	1,19											0,85			
Gd				7,26	7,18	4,58											2,72			
Tb				1,11	1,11	0,54											0,38			
Dy				6,72	6,40	2,59											1,93			
Ho				1,20	1,13	0,45											0,37			
Er				3,71	3,20	0,89											1,12			
Tm				0,55	0,50	0,19											0,15			
Yb				3,50	3,30	0,90											1,00			

Lu				0,19	0,17	0,30											0,16			
Y	40,00	25,00	32,00	42,00	33,00		20,00	19,00	29,00	16,00	26,00	24,00	58,00	24,00	34,00	32,00	10,74	40,00	29,00	45,00
Cs				2,01	5,55	10,83											5,60			
Ta				6,90	2,44	2,40											0,05			
Hf				8,69	5,27	7,25											3,58			
U				2,04	2,09	4,75											2,04			
Ga				23,20	20,10	29,00											23,00			
V				43,00	53,00	97,00											48,00			
Th				12,90	15,60	23,50											6,20			
Cu				5,00	12,00	29,00											5,00			
Sn				8,50	4,00	9,90											2,30			
Ag						1,00														
Mo				2,00	2,00	7,00											3,00			
Tl				0,50	0,60	1,10											0,50			
W				9,90	7,60	59,50											11,40			
Mg#	40,22	49,36	41,51	41,71	39,77		30,69				45,17	48,11	41,65	35,87	33,52	43,81	38,38	46,66	42,21	37,48
T _{Zr} sat (°C)	801,70	755,00	798,50	864,80	817,60		788,60					817,70	848,20	802,60	808,20	822,80	776,80	808,50	813,90	829,80
T _{ap} sat (°C)	876,08	867,69	901,10	962,03	992,07		840,09					918,28	972,74	949,57	927,30	920,76	912,89	994,67	927,85	950,73

Tabela 45 - Análises Químicas do plúton Cacimbinhas

[illegible]

Lu	0,43	0,27														
Y			34,00	39,00	35,00	14,00	32,00	40,00	35,00	36,00	39,00	32,00	25,00	36,00	36,00	40,00
Cs	7,02	5,82														
Ta	1,84	1,65														
Hf	13,00	8,17														
U	3,66	3,80														
Ga	23,30	22,90														
V	57,00	70,00														
Th	54,60	26,10														
Cu	56,00	4471,00														
Sn	5,10	5,90														
Ag	1,00	1,00														
Mo	5,00	6,00														
Tl	0,80	0,50														
W	28,80	38,60														
Mg#			33,82	24,74		56,87	41,17	38,78		28,80	39,16	50,71	38,28	51,58	37,87	47,72
T _z sat (°C)			805,50	772,90			821,80	822,00		797,00	809,20				775,60	
T _{ap} sat (°C)			927,30	834,71			932,42	949,11		836,12	933,42	713,78	782,91	843,95	816,59	840,89

Continuação tabela 44.

Amostra	CC-29	CC-30	CC-31	CC-32	CC-36	CC-03	CC-04	CC-05	CC-16.1	CC-27.1	CC-28.1	CC-07.1	CC-28.2	CC-38	CC-43	CC-06g
SiO ₂	71,40	72,00	73,12	71,52	70,61			70,27	66,28	70,10	69,80	70,21	70,34	68,40		
TiO ₂	0,42	0,14	0,06	0,08	0,17			0,19	0,52	0,35	0,23	0,18	0,38	0,34		
Al ₂ O ₃	14,24	14,97	13,92	13,62	14,53			13,82	15,03	14,76	13,62	15,37	14,79	14,94		
FeO																
Fe ₂ O _{3T}	0,81	1,16	1,14	0,43	2,52			2,09	2,71	2,35	1,80	1,88	2,78	2,04		
MnO	0,06	0,02	0,02	0,01	0,03			0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03		
MgO	0,34	0,17	0,11	0,18	0,42			0,46	0,92	0,58	0,76	0,51	0,72	0,59		
CaO	0,60	1,04	0,61	1,16	0,81			1,37	1,63	1,99	1,78	1,87	2,08	1,74		
Na ₂ O	4,12	3,91	4,32	4,15	3,34			3,90	3,66	4,17	3,98	4,80	4,60	4,17		
K ₂ O	5,25	5,16	5,05	5,98	5,63			4,22	5,97	4,01	4,22	4,05	3,15	4,49		
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02			0,05	0,26	0,13	0,16	0,09	0,12	0,11		
P.F	1,80	0,53	0,67	1,06	1,11	0,51	0,48	0,76	0,76	0,51	0,62	0,70	1,72	2,09		
Total	99,06	99,14	99,05	98,21	99,19			97,15	97,77	98,99	97,00	99,70	100,74	98,92		
Ba	566,00	965,00	853,00	856,00	858,00	1422,00	1590,00	1464,00	1808,00	1549,00	1206,00		1349,00	1482,00	1404,00	
Rb	266,00	232,00	212,00	198,00	193,00	102,00	103,00	116,00	185,00	142,00	134,00		100,00	151,00	137,00	225,20

Sr	242,00	159,00	172,00	169,00	371,00	731,00	802,00	654,00	796,00	720,00	728,00		775,00	960,00	945,00	
Zr	128,00	159,00	126,00	134,00	47,00	194,00	160,00	192,00	418,00	274,00	148,00		238,00	241,00	153,00	
Nb	4,00	8,00	12,00	2,00	11,00	6,00	2,00	5,00	16,00	15,00	2,00		19,00	2,00	11,00	34,57
Ni	21,00	18,00	20,00	24,00	20,00	26,00	26,00	26,00	35,00	19,00	36,00		39,00	29,00	26,00	19,00
Co																18,60
Zn																
Cr	315,00	307,00	352,00	339,00	296,00	249,00	218,00	275,00	30,00	241,00	367,00		317,00	214,00	283,00	
La																145,90
Ce																265,60
Pr																31,60
Nd																112,10
Sm																17,60
Eu																3,00
Gd																12,91
Tb																1,45
Dy																7,84
Ho																1,43
Er																3,12
Tm																0,47
Yb																3,00
Lu																0,45
Y	39,00	42,00	34,00	41,00	33,00	19,00	19,00	21,00	48,00	41,00	29,00		41,00	36,00	29,00	
Cs																8,31
Ta																5,25
Hf																14,81
U																4,64
Ga																36,80
V																186,00
Th																31,60
Cu																84,00
Sn																13,30
Ag																1,00
Mo																11,00
Tl																0,50
W																26,70
Mg#	45,40	22,47	16,41	45,33	24,82			30,42	40,27	32,98	45,55	34,92	33,98	36,21		
T _{Zr} sat (°C)	767,30	788,20	764,30					800,80	860,10	827,40	768,50		815,00	814,90		
T _{ap} sat (°C)	775,07	813,73	792,00	808,97	767,11			842,38	970,85	929,84	948,94	900,00	928,88	895,45		

Tabela 46 - Análises Químicas do plúton Minador do Negrão					
	MN-3b	MN-4d	MN-5d	MN-3g	MN-4g
SiO ₂	63,25	74,61	74,64	75,76	
TiO ₂	0,68	0,26	0,23	0,08	
Al ₂ O ₃	14,66	10,74	12,90	12,32	
FeO					
Fe ₂ O _{3T}	4,66	4,80	1,68	1,19	
MnO	0,13	0,07	0,03	0,02	
MgO	1,48	0,20	0,28	0,22	
CaO	3,98	0,41	0,78	0,71	
Na ₂ O	4,79	2,54	3,55	2,80	
K ₂ O	2,60	5,19	4,24	5,16	
P ₂ O ₅	0,23	0,01	0,03	0,02	
P.F	1,36	0,47	0,77	0,63	
Total	97,82	99,29	99,13	98,91	
Ba	591,00				
Rb	173,00			323,00	101,30
Sr	614,00				
Zr	249,00				
Nb	29,00			12,13	9,94
Ni	29,00			5,00	5,00
Co				5,70	3,70
Zn					
Cr	352,00				
La				18,60	30,70
Ce				37,70	81,70
Pr				4,14	9,89
Nd				12,60	40,40
Sm				2,00	8,20
Eu				0,22	1,00
Gd				1,44	6,48
Tb				0,20	0,96
Dy				1,73	5,74
Ho				0,36	1,11
Er				0,92	2,85
Tm				0,22	0,45

Yb				1,30	3,60
Lu				0,28	0,64
Y	51,00				
Cs				8,69	2,47
Ta				5,11	1,75
Hf				4,97	11,77
U				11,79	0,77
Ga				28,70	21,10
V				67,00	13,00
Th				45,70	3,00
Cu				19,00	19,00
Sn				4,10	4,30
Ag				1,00	1,00
Mo				9,00	7,00
Tl				1,00	0,50
W				49,00	37,90
Mg#	38,66	7,62	24,77	26,81	
T _{Zr} sat (°C)	784,20				
T _{ap} sat (°C)	924,66	747,21	841,92	816,98	

Y	20,32	12,82	16,48	10,08		30,00	24,00	33,00	30,00	62,00	42,00	31,00	32,00	37,00	38,00	38,00	26,00	41,00	34,00	32,00	40,00
Cs	7,83	7,23	5,50	6,71																	
Ta	0,25	0,05	0,05	0,05																	
Hf	7,10	6,08	6,91	5,07																	
U	3,12	4,50	2,62	3,04																	
Ga	24,30	23,60	25,80	23,50																	
V	37,00	55,00	61,00	31,00																	
Th	12,30	19,90	11,50	15,00																	
Cu	7,00	7,00	9,00	5,00																	
Sn	4,00	4,40	4,20	3,10																	
Ag																					
Mo	2,00	2,00	2,00	2,00																	
Tl	0,50	0,90	0,60	0,50																	
W	3,00	8,90	6,40	3,90																	
Mg#	42,94	41,36	44,04	43,34		39,36	31,20	38,94	38,92	42,70	45,98	37,72	46,69	39,77	34,94	24,66	24,20		47,10		28,93
T _{Zr} sat (°C)	820,50	806,10	814,20	788,50		805,20	801,70	801,60	810,90	804,00	819,90	832,00	781,20	843,80	837,80				836,00		779,70
T _{ap} sat (°C)	961,29	968,62	943,39	934,41		914,92	848,00	902,37	1008,02	907,30	960,16	997,99	865,57	976,21	900,53		816,99		926,34		1007,74

Continuação tabela 46

Amostra	TQ-35	TQ-05.1	TQ-06.1	TQ-08.1	TQ-09.1	TQ-10.1	TQ-15.1.1	TQ-15.3	TQ-17	TQ-18	TQ-21.1	TQ-23	TQ-11.1	TQ-20.1	TQ-22.1	TQ-34	TQ-MA-03	TQ-09A2	TQ-92	TQ-44
SiO ₂	72,42	66,71	68,38	76,99	65,52	76,37	72,92		68,91	54,86	68,00	59,86	61,98		69,94	68,32	66,87	68,44	62,27	70,60
TiO ₂	0,55	0,50	0,37	0,16	0,59	0,03	0,21		0,44	1,05	0,57	0,76	0,66		0,56	0,43	0,50	0,58	0,76	0,31
Al ₂ O ₃	13,68	16,27	15,05	13,10	16,66	13,62	15,32		15,35	17,42	15,13	16,15	16,35		14,90	16,07	14,58	13,70	15,36	15,07
FeO																				
Fe ₂ O _{3T}	3,17	2,94	2,62	0,91	4,00	0,46	2,44		2,59	7,48	3,86	6,34	4,63		2,99	2,50	2,97	3,59	4,52	2,24
MnO	0,05	0,04	0,04	0,02	0,10	0,00	0,05		0,03	0,08	0,07	0,10	0,05		0,06	0,04	0,05	0,07	0,08	0,00
MgO	0,51	0,93	0,77	0,33	1,47	0,16	0,78		0,89	2,91	1,27	2,01	1,31		0,98	0,79	1,02	1,17	1,68	0,48
CaO	1,25	1,72	2,20	0,98	3,38	0,57	2,74		1,94	5,78	2,52	4,14	2,77		1,37	1,45	1,96	2,27	2,71	2,02
Na ₂ O	3,36	3,48	3,18	3,13	5,42	4,01	3,80		3,78	3,43	4,30	3,18	3,06		2,55	3,47	4,64	4,55	4,15	4,09
K ₂ O	5,24	5,37	3,52	4,71	2,24	3,26	2,31		4,48	2,48	4,32	3,84	4,45		5,09	5,15	4,71	3,41	5,37	4,33
P ₂ O ₅	0,05	0,16	0,08	0,03	0,20	0,03	0,06		0,17	0,42	0,22	0,43	0,20		0,21	0,23	0,20	0,23	0,33	0,12
P.F	1,92	1,66	1,96	1,32	0,84	2,20	0,81		2,19	2,36	1,42	1,47	2,41		2,07	1,39	1,49	1,65	1,92	0,72
Total	102,20	99,78	98,17	101,66	100,42	100,71	101,45		100,77	98,27	101,68	98,28	97,87		100,72	99,84	99,00	99,66	99,15	99,98
Ba	1307,00	1910,00	849,00	1132,00	1012,00	1132,00	1012,00	1128,00	1597,00	1388,00	1497,00	1739,00	1497,00	990,00	1675,00	1440,00	1439,00	878,00	2085,00	1305,00
Rb	184,00	193,00	147,00	163,00	107,00	163,00	107,00	52,00	76,00	53,00	172,00	135,00	172,00	208,00	161,00	211,00	149,00	146,00	169,00	113,00
Sr	869,00	1076,00	710,00	417,00	799,00	417,00	799,00	537,00	530,00	1450,00	871,00	1105,00	871,00	279,00	303,00	578,00	943,00	709,00	1008,00	671,00

Zr	432,00	327,00	198,00	98,00	267,00	98,00	267,00	224,00	194,00	334,00	282,00	303,00	282,00	281,00	181,00	253,00	275,00	300,00	362,00	164,00
Nb	28,00	12,00	9,00	6,00	16,00	6,00	16,00	3,00	3,00	7,00	10,00	13,00	10,00	12,00	17,00	30,00	14,00	16,00	18,00	12,00
Ni	14,00	23,00	26,00	4,00	0,00	4,00	0,00	29,00	0,00	43,00	5,00	20,00	5,00	21,00	16,00	22,00				
Co																				
Zn																				
Cr	142,00	87,00	71,00	68,00	68,00	68,00	68,00	82,00	57,00	153,00	49,00	83,00	49,00	179,00	177,00	261,00				
La																				
Ce																				
Pr																				
Nd																				
Sm																				
Eu																				
Gd																				
Tb																				
Dy																				
Ho																				
Er																				
Tm																				
Yb																				
Lu																				
Y	57,00	33,00	30,00	29,00	31,00	29,00	31,00	16,00	12,00	23,00	40,00	41,00	40,00	36,00	36,00	41,00	30,00	32,00	38,00	23,00
Cs																				
Ta																				
Hf																				
U																				
Ga																				
V																				
Th																				
Cu																				
Sn																				
Ag																				
Mo																				
Tl																				
W																				
Mg#	24,17	38,52	36,80	41,38	42,14	40,80	38,88		40,50	43,53	39,50	38,58	35,92		39,37	38,50	40,49	39,23	42,41	29,80
T _{Zr} sat (°C)	878,10	852,20			809,90		840,40		800,20		816,10	818,40	833,60			833,80	809,30	821,20	823,60	781,30
T _{ap} sat (°C)	862,05	919,47	865,12	866,20	934,11	855,21	886,60		949,39	892,38	970,57	962,55	890,96		983,80	978,05	946,48	980,82	956,20	928,90