



TIAGO BANDEIRA DUARTE

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DOMÍNIO VULCÂNICO DO
ARCO MAGMÁTICO JURUENA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES
GEOTECTÔNICAS**

CAMPINAS

2015



NÚMERO: XXX/2015

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

TIAGO BANDEIRA DUARTE

**“GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DOMÍNIO VULCÂNICO DO
ARCO MAGMÁTICO JURUENA, SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES
GEOTECTÔNICAS”
VOLUME 01/01**

ORIENTADOR: PROF. DR. ROBERTO PEREZ XAVIER

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DA UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE (MESTRE EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO GEOCIÊNCIAS E RECURSOS NATURAIS**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA
DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO TIAGO BANDEIRA
DUARTE E ORIENTADO PELO PROF. DR. ROBERTO PEREZ
XAVIER**

CAMPINAS

2015

iii



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

AUTOR: Tiago Bandeira Duarte

**“Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena,
SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas”**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Aprovada em: **08/05/2015**

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier _____ - Presidente

Profa. Dra. Maria José Maluf Mesquita _____

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein _____

Campinas, 08 de maio de 2015

Dedico este trabalho a meus pais por todo o apoio ao longo de minha vida, que sempre me incentivaram a ser curioso e seguir meu caminho. Também dedico a meu filho Lucas, que me dá muita alegria e a minha esposa Sheila, a grande incentivadora deste projeto.

SÚMULA CURRICULAR

Tiago Bandeira Duarte

O aluno obteve a graduação em Geologia pelo Instituto de Geologia da Universidade de São Paulo no final do ano de 2005 com a defesa do trabalho de conclusão de curso "Utilização de Matérias-primas Alternativas (Escórias Siderúrgicas) para a Produção de Clínqueres Ecológicos de Cimento Portland". Durante a graduação, ao longo de quase quatro anos, atuou como estagiário de geologia em empresas prestadoras de serviços ambientais.

Após a graduação atuou como geólogo durante o período de um ano em empresa prestadora de serviços ambientais em São Paulo e Minas Gerais. Em 2007 assumiu o cargo de Pesquisador em Geociências do Departamento de Geologia e Recursos Minerais - GEREMI na Superintendência Regional de Goiânia da CPRM - Serviço Geológico do Brasil aonde desde então vem trabalhando com mapeamento geológico sistemático nas escalas 1:250.000 e 1:100.000.

Em 2013 ingressou no Programa de Pós-Graduação em Geociências na modalidade de Mestrado pela Universidade Estadual de Campinas, com orientação do Prof. Dr. Roberto Perez Xavier. As atividades de pesquisa do mestrado foram concentradas na petrogênese e geocronologia das rochas do Setor Oeste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena,
SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas**

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Tiago Bandeira Duarte

No SW do Cráton Amazônico, ao longo da interface entre as Províncias Geocronológicas Tapajós-Parima (2,0 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 - 1,74 Ga) afloram rochas vulcânicas em associação com plutons graníticos epizonais conformando um cinturão vulcânico com mais de 600 quilômetros de comprimento. As rochas deste contexto hospedam inúmeras mineralizações auríferas que configuram a Província Aurífera de Alta Floresta, uma importante província metalogênica brasileira.

Este conjunto de rochas, denominado neste trabalho de Domínio Vulcânico, tem sido alvo de estudos em virtude de sua importância econômica e compreensão do ambiente geodinâmico de evolução da interface entre as províncias do SW do Cráton. Os resultados obtidos são úteis para a definição dos sistemas minerais presentes e prospecção mineral na escala de distrito, metodologia que pode vir a ser aplicada na região.

O volume de trabalhos estabeleceu uma bibliografia conflitante, com três modelos geodinâmicos distintos sendo propostos para o magmatismo do Domínio Vulcânico, onde ainda as unidades litoestratigráficas que configuram este domínio recebem nomes diferentes.

O primeiro modelo interpreta que o magmatismo do Domínio Vulcânico, que recebe o nome de Teles-Pires (com denominações de grupo, magmatismo ou vulcanoplutonismo), é resultado de processos de fragmentação que marcam a tafrogenese do Supercontinente Columbia (NUNA) em 1,8 Ga.

O segundo modelo compreende o Domínio Vulcânico como um cinturão vulcânico de margem acrescionária, desenvolvido em 1,8 Ga sobre a margem continental ativa da Província Tapajós-Parima e que configura a Província Rondônia-Juruena ou Arco Magmático Juruena. As unidades litoestratigráficas associadas a esta interpretação recebem a denominação de Grupo Colíder (vulcânicas) e Suíte Intrusiva Paranaíta (granitos) ou vulcanoplutonismo Paranaíta-Colíder.

Por sua vez, o terceiro modelo interpreta o Domínio Vulcânico como resultado de um magmatismo tardi a pós-orogênico, desenvolvido em regime extencional, no contexto do Arco Magmático Juruena.

Neste trabalho aos modelos são apresentados e discutidos integrando os resultados atuais de mapeamento geológico, litogeoquímica e geocronologia isotópica U-Pb e Sm-Nd com os disponíveis da bibliografia. Foi proposto um modelo geodinâmico, análogo ao segundo descrito, que compreende o Domínio Vulcânico como resultado de um magmatismo de arco continental desenvolvido em ambiente acrescionário.

Esta interpretação é embasada por um conjunto de características. (1) Organização espacial do Domínio Vulcânico na forma de um cinturão vulcano-plutônico; (2) Volume de depósitos vulcanoclásticos ácidos com intrusões graníticas epizonais associadas; (3) Suíte vulcano-plutônica que se expande desde rochas máficas e intermediárias subalcalinas a ácidas calcioalcalinas de alto K, com padrão

de ETR e traços de manto litosférico subcontinental enriquecido com fluidos de zona de subducção e envolvimento de crosta continental subordinada; (4) Intervalos de idades de cristalização entre 1820 a 1780 Ma e T_{DM} entre 2,40 a 1,84 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,90 a +2,50 que se sobrepõem as idades das rochas do Arco Magmático Juruena (Complexo Juruena); (5) Ocorrência de mineralizações auríferas do sistema epitermal-pórfiro, com idades compatíveis as do Domínio Vulcânico (mineralizações sinplutônicas), que ocorrem ao longo da Província Aurífera de Alta Floresta.

Palavras chaves: Cráton Amazônico, Província Rondônia-Juruena, Vulcanismo, Litogeoquímica, Geocronologia



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

Geology, geochemistry and geochronology from the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain, SW of the Amazon Craton: geotectonic outcomes

ABSTRACT

Masters Degree

Tiago Bandeira Duarte

In the SW of the Amazon Craton, along the border between the Tapajós-Parima (2.0 - 1.88 Ga) and the Rondônia-Juruena (1.82 - 1.74 Ga) geochronological provinces outcrop an association of volcanic rocks with epizonal granitic plutons which shape a volcanic belt with more than 600 Km long. These rocks host several gold mineralization occurrences configuring the Alta Floresta Gold Province, a major Brazilian metallogenic province.

This set of rocks, named in this work as Volcanic Domain has been the target of several studies due to its economic importance and for understanding the geodynamic evolution between the SW Amazon Craton provinces. The results are key factors for district scale targeting in mineral systems, approach that may be applied for the region.

Several studies in the area generated a mixed bibliography, with three distinctive geodynamic models proposed for the Volcanic Domain magmatism. Also in these publications, different names are given to lithostratigraphic units, which make its understanding even more complex.

The first model admits that the Volcanic Domain magmatism, named Teles-Pires (with group, magmatism or volcanoplutonism designations), is result of fragmentation process that characterize the Columbia or NUNA tectogenesis in around 1.8 Ga.

The second model comprise the Volcanic Domain as an accretionary margin volcanic belt, develop around 1.8 Ga above the Tapajós-Parima Province that worked as an active continental margin, setting the Juruena Magmatic Arc. The lithostratigraphic units related to this interpretation are named Colíder Group (volcanics) and Paranaíta Intrusive Suite (granites) or volcano-plutonism Paranaíta-Colíder.

In turn, the third model admits the Volcanic Domain as a tardi to post-orogenic magmatism developed in an extensional regime, in the Juruena Magmatic Arc context.

In this work the interpretations are presented and discussed, integrating the geological mapping, litogeochemistry and isotopic geochronological U-Pb and Sm-Nd results with the previous available data. It is propose a geodynamical model, similar to the second described, which interpret the Volcanic Domain as the result of continental arc magmatism in an accretionary environment.

This interpretation is grounded by a set of results: (1) Volcanic Domain spatial arrangement in the shape of a volcanic belt; (2) The large volume of volcanoclastic deposits with associated epizonal granitic intrusions; (3) Rock chemistry signature that configures an expended suite of rocks, ranging from sub-alkaline mafic terms to high-K calc-alkaline acid terms, with REE and trace element pattern similar to sources from subcontinental lithospheric mantle enriched with subduction zone fluids and subordinate involvement of continental crust; (4) Crystallization and T_{DM} ages ranging between 1820 to 1780 Ma and 2.40 to 1.84 Ga, respectively, with $\epsilon_{Nd(t)}$ values ranging between -3.90 to +2.50, results that overlap with

the U-Pb and Sm-Nd isotopic data from the Juruena Magmatic Arc rocks; (5) The occurrence of epithermal-porphyry Au systems along the Alta Floresta Gold Province with ages that are compatible with the Volcanic Domain magmatism period.

Keyword: Amazon Craton, Rondônia-Juruena Province, Volcanism, Litogeochemistry, Geochronology

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| SÚMULA CURRICULAR | ix |
| RESUMO | xi |
| ABSTRACT | xiv |
| ÍNDICE DE FIGURAS | xxi |
| ÍNDICE DE TABELAS | xxix |
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 2. OBJETIVOS..... | 3 |
| 3. SISTEMAS MINERAIS E PROSPECÇÃO NA ESCALA DE DISTRITO | 5 |
| 4. HISTÓRICO SOBRE ROCHAS VULCÂNICAS DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO | 7 |
| 5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DOMÍNIO VULCÂNICO DO ARCO MAGMÁTICO JURUENA..... | 9 |
| 5.1 Geologia da Província Tapajós-Parima..... | 11 |
| 5.2 Geologia do Arco Magmático Juruena..... | 12 |
| 6. MATERIAIS E MÉTODOS | 16 |
| 6.1 Análises Químicas em Rocha..... | 17 |
| 6.2 Análises Geocronológicas e Isotópicas | 17 |
| 6.2.1 Método U-Pb LA-ICP-MS em zircão | 17 |
| 6.2.2 Método Samário-Neodímio (Sm-Nd) em rocha total..... | 18 |
| 7. RESUMO DO ARTIGO | 19 |
| 7.1 <i>"A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data"</i> .. | 19 |
| 7.2 Resultados | 21 |

| | |
|--|----|
| 8. DISCUSSÃO..... | 24 |
| 8.1 Domínio Vulcânico - Associação Vulcano plutônica Paranaíta-Colíder de arco ou magmatismo anorogênico Teles-Pires ?..... | 24 |
| 8.2 Ambiente geodinâmico do Domínio Vulcânico baseado na geoquímica de granitos..... | 26 |
| 8.3 A associação vulcano plutônica do Domínio Vulcânico como parte do Arco Magmático Juruena. | 28 |
| 8.3.1 Idades modelo de manto empobrecido Sm-Nd em rocha total | 28 |
| 8.3.2 U-Pb LA-ICP-MS and SHRIMP..... | 29 |
| 8.4 Quadro geral do magmatismo máfico no SW do Cráton Amazônico..... | 30 |
| 8.5 Litogeoquímica e ambiente geodinâmico do magmatismo máfico..... | 31 |
| 9. CONCLUSÕES..... | 34 |
| 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 36 |
| Anexo: | 40 |
| A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data | |
| Abstract | 41 |
| 1. Introduction | 42 |
| 2. Juruena Magmatic Arc geology and evolution | 44 |
| 3. Previous U-Pb (zircon) crystallization ages | 46 |
| 4. Area of study geology results..... | 48 |
| 4.1 Volcanic Domain..... | 50 |
| 4.1.1 Colíder Group..... | 50 |
| 4.1.2 Paranaíta Intrusive Suite..... | 54 |
| 4.2 Juruena Complex..... | 56 |
| 4.2.1 Vitória Plutonic Suite | 56 |

| | |
|---|----|
| 5. Analytical procedures..... | 59 |
| 5.1 Geochemistry | 59 |
| 5.2 Geochronology..... | 59 |
| 5.2.1 U-Pb LA-ICPMS..... | 60 |
| 5.2.2 Samarium-Neodymium | 60 |
| 6. Volcanic Domain Geochemical Results..... | 60 |
| 7. Geochronological results..... | 70 |
| 7.1 Sm-Nd | 71 |
| 7.2 Zircon U-Pb LA-ICP-MS results | 73 |
| 7.2.1 Paranaíta Intrusive Suite..... | 74 |
| 7.2.2 Colíder Group..... | 83 |
| 8. Discussion | 89 |
| 8.1 Volcanic Domain - Paranaíta-Colíder volcano-plutonic arc association or Teles-Pires anorogenic magmatism?..... | 89 |
| 8.2 Volcanic Domain geodynamic setting based on granite geochemistry..... | 92 |
| 8.3 The Volcanic Domain volcano-plutonic kinship as part of the Juruena Magmatic Arc | 93 |
| 8.3.1 Whole rock Sm-Nd depleted mantle model ages and ϵ_{Nd} outcomes..... | 93 |
| 8.3.2 U-Pb LA-ICP-MS outcomes | 93 |
| 8.4 Mafic Magmatism framework in SW of the Amazon Cráton. | 96 |
| 9. Conclusions | 97 |
| Acknowledgments..... | 98 |
| References | 98 |

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 (a) Mapa destacando a área de ocorrência do Domínio Vulcânico entre as Províncias Geocronológicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena. Também estão representadas a localização da área de trabalho e os limites entre as Províncias Geocronológicas Rondônia-Juruena/Tapajós-Parima (linha tracejada verde) e Tapajós-Parima/Amazônia Central (linha tracejada amarela) de Santos et al., (2008). A geologia foi modificada do mapa geológico do Brasil na escala ao milionésimo (Bizzi, 2003). (b) Mapa de subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Santos et al., (2008) com a localização do mapa apresentado em (a). 1

Figura 5.1. Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico e localização da área de trabalho. Detalhe para o sudoeste do Cráton, limite entre as Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena. Modificado de Tassinari e Macambira (2004). 9

Figura 5.2. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico modificada de Santos et al., (2008) e a localização da área de trabalho. Em azul a área de ocorrência da Província Rondônia-Juruena ou Arco Magmático Juruena. 10

Figura 7.1 (a) Mapa geológico da área de trabalho, (b) Coluna tectonoestratigráfica com as unidades cartografadas e (c) Perfil geológico. 20

Anexo: A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data

Fig. 1. Setting of the area of study within the Amazon Craton most widely used Geotectonic/Geochronological Provinces representation schemes. (a) Amazon Craton Geochronological Provinces scheme (modified from Tassinari and Macambira, 1999) with a detailed map for SW part of the Craton; and (b) Amazon Craton Geochronological Provinces scheme modified from Santos et al., 2008. 43

Fig. 2. Geotectonic map from the SW of the Amazon craton representing the lithostratigraphic units that compound the Juruena Magmatic Arc and its setting among the Provinces of the Amazon Craton (right figure) Santos et al., (2008). The dotted green line infers the approximate limit between the Juruena Magmatic Arc (JMA) and the Tapajós-Parima Province (TP) (modified from Ribeiro and Duarte, 2010).46

Fig. 3. (a) Geologic map of the studied area; (b) Tectonic-stratigraphic column with the mapped lithostratigraphic units; and (c) N-S geologic profile. Stars indicate the localization of the rock samples analyzed by U-Pb and Sm-Nd in this work. 1 TD-095 riodacite; 2 GR-001 microgranite GR-001A porphyry granite TD-T-050S porphyry granite TD-T-050AM microgranite; 3 TD-T-063K volcanoclastic. Sample TD-107 was collected outside of the mapped area. For localization and regional geology consult Fig.2 map.49

Fig. 4. (a) Rhyolite photomicrography highlighting the micro-poikilitic matrix and quartz phenocrysts (Qtz) and plagioclase pseudomorphs altered to sericite (Ser); and (b) Rhyodacite photomicrography highlighting the aphanitic micro-poikilitic matrix and plagioclase with pseudomorphs (Pl). Crossed polarizers.51

Fig. 5. Macroscopic features from the Colíder Group mafic rocks. (a) Outcrops are usually found as dispersed boulders in relief breaks; (b) Isotropic fine grained phaneritic gabbro; (c) Micro fractured gabbro filled by epidote + chlorite + sulfide mineral association; and (d) Micro fractured andesite with amygdales filled with calcite.51

Fig. 6. (a) Gabbro photomicrography with augite crystals (Aug) substituted by chlorite + biotite (Bt + Chl); (b) Fine grained gabbro photomicrography highlighting the sub-ophitic matrix composed of plagioclase (Plg) + augite (Aug) association and fracture filled by calcite (Cal); (c) Andesite photomicrography showing amygdalae filled by chlorite and epidote (Ep + Chl); and (d) Andesite photomicrography showing cryptocrystalline matrix totally altered by quartz + sericite + epidote + pyrite association and fracture filled by sericite + quartz + pyrite. Crossed polarizers.52

Fig. 7. (a) Photo from an ignimbrite sample with eutaxitic texture; (b) Photo of an ignimbrite with flow folds; (c) Ignimbrite photo showing devitrification cavities (lithophyses); and (d) Ignimbrite photo highlighting dark flattened and devitrified pumices and the resultant eutaxitic texture.....53

Fig. 8. (a) Photomicrography showing flow folds (2) and rounded reworked tuff lithoclasts (1). Parallel polarizers; (b) Strongly welded ignimbrite photomicrography with devitrified pumices bands (3) (vitriclastic and eutaxitic texture); (c) Devitrified ignimbrite (5) lithoclast (6) plagioclase pseudomorphic crystal replaced by sericite + epidote; and (d) Fan type spherulite in strongly welded ignimbrite (red ellipse). Polarizers crossed.54

Fig. 9. Macroscopic features from Paranaíta Intrusive Suite lithologies. (a) Porphyritic monzogranite with fracture filled by epidote and sericite hydrothermal association; (b) Isotropic medium grained granodiorite; (c) Silicified monzogranite with disseminated sulfide; and (d) Granophyric microgranite with reddish pigmentation from regional sericite + iron oxide + K-feldspar hydrothermal alteration.55

Fig. 10. (a) Monzogranite photomicrography with plagioclase crystals (Pl) modified to sericite and epidote (Ser + Ep); (b) Photomicrography highlighting the granophyric/micrographic texture and epidote cluster (Ep) in a monzogranite; (c) Photomicrography highlighting calcite crystalized in plagioclase cleavages (Cal) and around matrix crystals; and (d) Plagioclase crystal (Pl) partially altered to sericite and chlorite near a quartz crystal (Qtz).56

Fig. 11. (a) Tonalite gneiss with isoclinal folds; (b) Granular hypidiomorphic metatonalite; (c) Granodiorite gneiss with rounded and elongate diorite enclaves indicative of magma mixing; and (d) Granodiorite gneiss with protomylonitic texture and rotated plagioclase porphyroclast.57

Fig. 12. (a) Photomicrography showing the granonematoblastic texture (Qtz + Feldspar) Quartz + Feldspar matrix, (Bt) biotite (Aug) Augite; (b) Proto-mylonitic texture with quartz ribbon bands and rotated plagioclase with biotite in the pressure shadow. Crossed polarizers; (c) Mylonitic

texture marked by deformed quartz and plagioclase crystals and new biotite growth during deformation (Bt) biotite, (Qtz) quartz, (Plg) plagioclase. Polarizers crossed; and (d) Nematoblastic texture marked by aligned crystals of hornblende and plagioclase. Parallel polarizers.58

Fig. 13. (a) and (b) Typical São Pedro macroscopic feature with protomylonitic foliation with rotated microcline and plagioclase porphyroclasts.58

Fig. 14. (a) Protomylonitic texture constituted by ribbon quartz bands, aligned biotite and rotated feldspar porphyroclasts. Parallel polarizer; and (b) Mylonitic texture marked by oriented and sutured contacts of quartz with feldspar crystals and intergranular lamellar quartz. Parallel polarizer.....59

Fig. 15. Cox et al., (1979) TAS (total alkali *versus* silica) diagram for the classification of volcanic rocks used for the classification of the Colíder Group basic to acid volcanic and volcanoclastic rocks samples.61

Fig. 16. SiO₂ *versus* K₂O diagram Peccerillo and Taylor (1976); and (b) Alumina saturation index Al₂O₃/Na₂O+K₂O (A/NK) *versus* Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (A/CNK) from Maniar and Piccoli (1989) diagram.67

Fig. 17. Harker's type binary variation diagrams from major and trace elements for felsic Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite rock samples.....68

Fig. 18. Chondrite normalized rare earth elements (REE) spidergram (Nakamura, 1974) from Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite felsic rock samples (a) and Colíder Group basic to intermediate rock samples (c) and (d) Trace elements (large ion lithophile - LIL) and (high field strength - HFS) primitive mantle normalized spidergram Sun e McDonough (1989) for the same rocks samples used in (a) and (b).69

Fig. 19. Tectonic-magmatic discriminating diagram from Pearce et al., (1984) using Th/Yb versus Ta/Yb ratios for Volcanic Domain rock samples. Uncontaminated intracontinental plate basalts should plot in the WPB region. Vectors shown indicate the influence of subduction components (S), within-plate enrichment (W), crustal contamination (C) and fractional crystallization (F). CC - crustal contamination. Th - Tholeiitic field, C-A calc-alkaline field, SHO - shoshonitic field. N, E-MORB and OIB values from Sun & McDonough (1989)..... 70

Fig. 20. Available Nd-isotope evolution of the Volcanic Domain magmatism. The solid lines are from Colíder Group samples and dotted lines from Paranaíta Intrusive samples. For comparison the samples analyzed in this work were also plotted. The $\epsilon_{Nd(t)}$ values were recalculated for $t=1.8$ Ga. The tables below the graphic show the Sm-Nd data from the samples used to construct the graphic. Depleted Mantle (DM); Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). Depleted mantle model (De Paolo, 1981). Chondrite present day values $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512636$. ^{147}Sm Decay constant= 6.54×10^{-12} 72

Fig. 21. Nd-isotope evolution of Juruena Complex magmatism available from literature. The solid lines are from São Pedro Granite samples and dotted lines from Vitória Plutonic Suite samples. The $\epsilon_{Nd(t)}$ values were recalculated for $t=1.78$ Ga (Juruena Complex crystallization age). The tables below the graphic show the Sm-Nd data from the samples used to construct the graphic. Depleted Mantle (DM); Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). Depleted mantle model (De Paolo, 1981). Chondrite present day $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512636$. ^{147}Sm Decay constant= 6.54×10^{-12} 73

Fig. 22. Diagram based on the relative development of the prismatic (vertical axis) and pyramidal crystal faces (horizontal axis). {} crystallographic planes. Modified from Corfu et al., (2003) after Pupin (1980)..... 74

Fig. 23. (a) Cathodoluminescence image of zircon crystals from a Paranaíta Intrusive Suite monzogranite (sample GR-001) showing the morphological characteristics and spots location; (b)

U-Pb upper intercept age in the concordia diagram and; (c) U-Pb Concordia Age for the most concordant group.....75

Fig. 24. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíta Intrusive Suite porphyry granite (sample GR-001A) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram for GR-001A data.77

Fig. 25. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíta Intrusive Suite porphyry granite (sample TD-T-050S) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.79

Fig. 26. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíta Intrusive Suite microgranite (sample TD-T-050AM) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.81

Fig. 27. (a) BSE image of zircon crystals from a Colíder Group volcanoclastic (sample TD-T-063K) showing the morphological characteristics and the analyzed spots location and identification; and (b) U-Pb upper intercept age in the concordia diagram.83

Fig. 28. (a) BSE image of zircon crystals from a Colíder Group rhyodacite (sample TD-095) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.85

Fig. 29. (a) BSE image of zircon crystals from a Colíder Group andesite (sample TD-107) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.87

Fig. 30. Proposed geotectonic and simplified geologic map of the SW of the Amazon Craton, focused in the interface between the Tapajós-Parima Province and the Juruena Magmatic Arc. Letters A to E are indicating the Alta Floresta Gold Province gold occurrences clusters within the

Volcanic Domain. The geology and major structural traces were modified from the Brazilian geological 1:1.000.000 map (Bizzi, 2003). Presented U-Pb crystallization ages reference: 1 Santos et al., (2001); 2 Santos et al., (2000); 3 Vasquez et al., (1999); 4 Dall'Àgnoll et al., (1999); 5 Present data; 6 Pinho et al., (2003); 7 Vasquez et al., (2008); 8 Ribeiro and Duarte (2010); 9 Néder et al., (2002); 10 Bettencourt et al., (1999).91

Fig. 31. Summary of the geochronological U-Pb (zircon) data of the Juruena Magmatic Arc lithostratigraphic units that cropout in the area of study (Volcanic Domain - Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite; Juruena Complex - Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) and ages obtained in mineralized plutons. (1) Re-Os (molybdenite) Acevedo et al., 2014; (2) Re-Os (molybdenite); (3) Re-Os (pyrite); (4) Re-Os (molybdenite) Xavier et al., 2013. Complete information about the identified U-Pb analyzed samples is present in Table 1, Table 2 and Table 8.95

ÍNDICE DE TABELAS

Anexo: A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data

Table 1. Volcanic Domain and Juruena Complex (Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) U-Pb (zircon) isotopic dating results data set from bibliography.47

Table 2. Juruena Complex (Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) U-Pb (zircon) isotopic dating results data set from bibliography.48

Table 3. Major and trace element composition of Colíder Group acid effusive magmatism rock samples.62

Table 4. Major and trace element composition of Colíder Group volcanoclastic rock samples....63

Table 5. Major and trace element composition of Paranaíta Intrusive Suite rock samples.64

Table 6. Major and trace element composition of Paranaíta Intrusive Suite rock samples.65

Table 7. Major and trace element composition of Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite intermediate to basic magmatism rock samples.66

Table 8. Basic information about the analyzed samples. Samples identifications, geographic coordinates from the sampled outcrop (wgs84), lithologies, related litostratigraphic unit and analytical method.71

Table 9. Whole rock Sm-Nd analytic data from Volcanic Domain rock samples.71

| | |
|--|----|
| Table 10. U-Pb LA-ICP-MS data for sample GR-001 microgranite from Paranaíta Intrusive Suite. | 76 |
| Table 11. U-Pb LA-ICP-MS data for sample GR-001A porphyry granite from Paranaíta Intrusive Suite..... | 78 |
| Table 12. U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-050S porphyry granite from Paranaíta Intrusive Suite. | 80 |
| Table 13. U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-050AM microgranite from Paranaíta Intrusive Suite..... | 82 |
| Table 14. U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-063K volcanoclastic from Colíder Group. .. | 84 |
| Table 15. U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-095 granophyric riodacite from Colíder Group. | 86 |
| Table 16. U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-107 andesite from Colíder Group..... | 88 |

1. INTRODUÇÃO

No sudoeste do Cráton Amazonas, extremo norte - noroeste do Estado de Mato Grosso e sudoeste do Amazonas - Brasil aflora uma faixa de orientação NW-SE com aproximadamente 600 km de comprimento composta por um conjunto de rochas Paleoproterozoicas plutônicas e vulcânicas que afloram ao longo do limite entre as Províncias tectônicas definidas por Santos et al., (2008) como Tapajós-Parima (2,03 -1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,80-1,50 Ga).

O posicionamento geotectônico marginal à Província Tapajós-Parima, a geometria alongada, a associação litológica rica em produtos piroclásticos com batólitos graníticos associados, as características químicas e a existência de estruturas circulares indicativas de edifícios vulcânicos remetem à existência de um cinturão vulcânico continental denominado neste trabalho como Domínio Vulcânico (Figura 1.1).

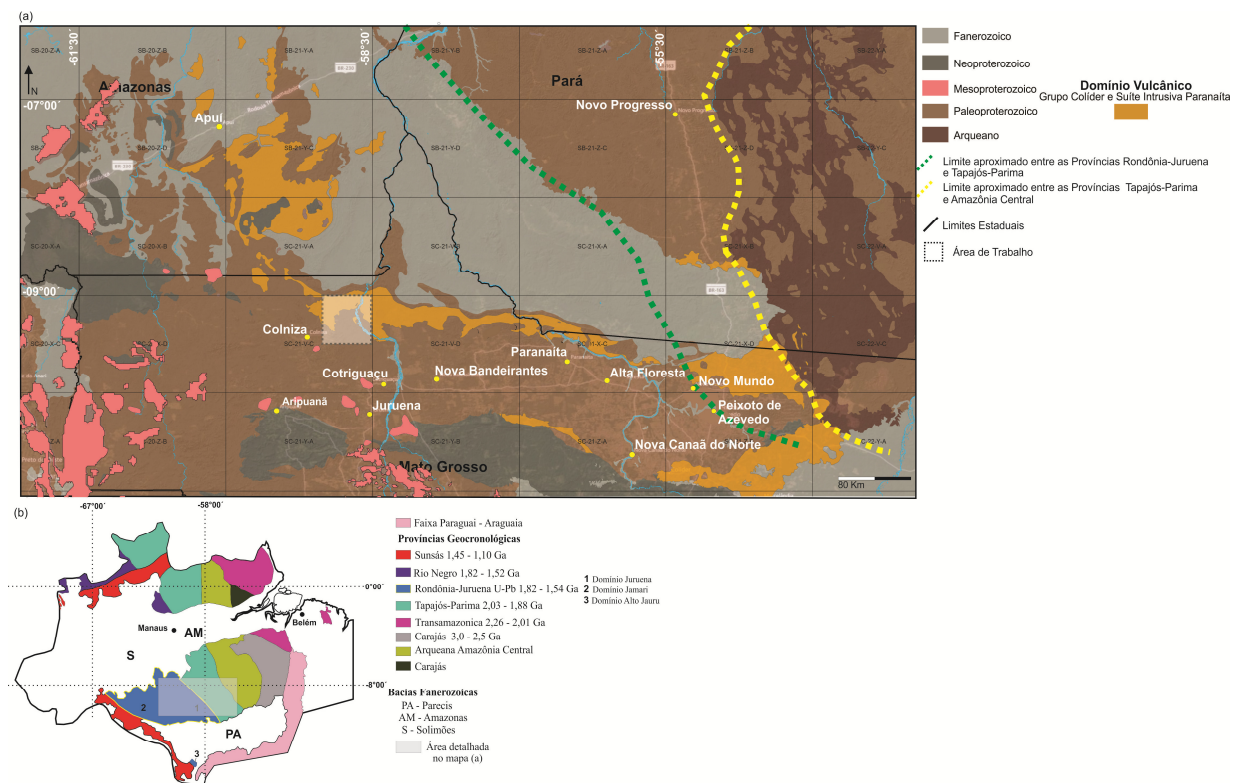


Figura 1.1 (a) Mapa destacando a área de ocorrência do Domínio Vulcânico entre as Províncias Geocronológicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena. Também estão representadas a localização da área de trabalho e os limites entre as Províncias Geocronológicas Rondônia-Juruena/Tapajós-Parima (linha tracejada verde) e Tapajós-Parima/Amazônia Central (linha tracejada amarela) de Santos et al., (2008). A geologia foi modificada do mapa geológico do Brasil na escala ao milionésimo (Bizzi, 2003). (b) Mapa de subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Santos et al., (2008) com a localização do mapa apresentado em (a).

Esta região é interessante tanto para o entendimento da evolução geotectônica do sudoeste do Cráton Amazônico como pelo potencial econômico. Nas regiões de Alta Floresta, Peixoto de Azevedo, Nova Bandeirantes, Colniza e Apuí existem inúmeras ocorrências de Au primárias. Alguns *clusters* mineralizados vêm sendo explorados por garimpeiros e pequenas empresas desde a década de 1980, alcançando o status de Província Mineral Aurífera de Alta Floresta - PAAF (Miguel Jr., 2011) ou Juruena Teles-Pires (Silva e Abram, 2008).

A definição do ambiente geotectônico do Domínio Vulcânico é importante para compreender como os sistemas minerais estão organizados no espaço e no tempo (Czarnota et al., 2010). Em ambientes geodinâmicos de arco continental, em períodos acrescionários os sistemas epitermal-pórfiro mostram uma tendência marcante de ocorrerem paralelos a cinturões orogênicos que variam desde centenas a milhares de quilômetros de extensão (Seedorff et al., 2005; Groves et al., 2005; Groves e Bierlein, 2007; Bierlein et al., 2009; Sillitoe, 2010; Pirajno e Santosh, 2015).

2. OBJETIVOS

Este trabalho realizado em uma área no setor oeste do Domínio Vulcânico (Figura 1.1) tem como objetivo principal compreender qual o ambiente geodinâmico do magmatismo que deu origem a estas rochas a partir das assinaturas químicas, idades de cristalização, idades modelo de manto empobrecido e valores de ϵ_{Nd} .

Apesar dos vários estudos realizados na área, até o momento não há um modelo de evolução geodinâmica consolidado para o Domínio Vulcânico. A questão crucial é saber se o mesmo está relacionado aos processos acrescionários formadores do Arco Magmático Juruena (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005; Santos et al., 2008; Duarte et al., 2012) ou a processos extensionais pós-orogênicos ou mesmo anorogênicos relacionados a cratonização da Província Tapajós-Parima (Tassinari e Macambira, 1999; Vasquez et al., 2002; Pinho et al., 2003; Cordani e Teixeira, 2007; Vasques e Rosa-Costa, 2008; Cordani et al., 2009; Barros et al., 2009).

Os resultados obtidos neste trabalho integrarão o conjunto de dados da Província Aurífera de Alta Floresta provendo informações adicionais para a caracterização dos sistemas minerais presentes, condição fundamental para o desenvolvimento de trabalhos de prospecção na escala de distrito.

3. SISTEMAS MINERAIS E PROSPECÇÃO NA ESCALA DE DISTRITO

Grande parte do volume de ouro é extraída de apenas algumas centenas de minas em ambientes geológicos governados por sistemas hidrotermais complexos dentro de um ambiente geodinâmico específico (Leahy et al., 2005; Groves e Bierlein, 2007). Embora concentrações anômalas de um bem mineral e mineralizações estejam condicionadas a fatores geológicos regionais, grande parte dos estudos metalogenéticos desenvolvidos são na escala de depósito. Este método gera problemas, já que as variações observadas nos depósitos de uma mesma província metalogenética são resultado de variações locais de deposição e não de processos na escala regional (Woodall, 1994).

Com relação a mineralizações de ouro, o método prospectivo na escala de distrito proposto por Czarnota et al., (2010) considera que grandes depósitos deste elemento são provenientes de sistemas de alta energia e massa com raízes mantélicas, embora a ligação genética com outros depósitos individuais próximos possa não ser clara. Czarnota et al., (2010) adota então o conceito de sistema mineral (Magoon e Dow, 1994; Wyborn et al., 1994) para caracterizar sistemas hidrotermais relacionados a mineralizações auríferas.

Wyborn et al., (1994) define o conceito de sistemas minerais como um conjunto de fatores que controlam a geração e a preservação de depósitos minerais, com ênfase em processos que estão envolvidos na mobilização de minério a partir de uma fonte, transporte, concentração e preservação da mineralização ao longo dos eventos geológicos subsequentes.

Quando o sistema mineral é mapeado como um todo o resultado são alvos de exploração bem maiores que a área mineralizada em si (distritos mineralizados). Exploração na escala de distrito tem como objetivo descobrir campos mineralizados que são áreas mais restritas da ordem de 3600 Km² (McCuaig e Beresford, 2010).

Segundo Czarnota et al., (2010) para caracterizar o sistema mineral e aplicar a metodologia de prospecção na escala de distrito é necessário responder cinco questões fundamentais.

- (1) Qual o posicionamento do ambiente geodinâmico, tectônico e história termobarométrica da província metalogenética?;
- (2) Qual o tamanho e arquitetura tridimensional do sistema mineral?;
- (3) Qual a natureza da fonte dos fluidos e dos reservatórios?;

(4) Quais os gatilhos e caminhos do fluido?; e

(5) Quais foram os mecanismos de transporte e deposição do metal na formação do minério?

Grande parte das variáveis que fornecem resposta a estas questões individuais são mapeáveis regionalmente. A delimitação e predição empírica do sistema mineral podem assim ser realizados a partir da integração de dois componentes em um estudo metalogenético (Wyborn et al., 1994). O primeiro componente necessário é o desenvolvimento de mapas geológicos regionais com banco de dados georeferenciado e com informações genéricas relevantes a qualquer sistema mineral (petrografia, litogeoquímica, geocronologia, geologia estrutural, geofísica, imagens de radar e óticas, halos de alteração, zonas metamórficas, identificação de minerais traçadores entre outros). O segundo componente é a determinação de ingredientes essenciais para tipos ou estilos de mineralização específicos com relação a elementos mapeáveis que um programa de exploração possa focar. Por exemplo, para depósitos relacionados a sistemas minerais de granito com Au e metais base, os ingredientes essenciais são um tipo específico de granito com magnetita, fraturas para movimentação do fluido e uma barreira química (rochas reduzidas ricas em enxofre e ferro).

Entende-se que a caracterização de um sistema mineral depende de um conjunto considerável de estudos multidisciplinares que demandam tempo e recursos financeiros; porém permitindo a mudança de trabalhos em mineralizações específicas para pesquisas que visem compreender o sistema mineral de uma província metalogenética de uma forma integrada com a geodinâmica.

4. HISTÓRICO SOBRE ROCHAS VULCÂNICAS DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

Historicamente as rochas subvulcânicas e vulcânicas que afloram no SW do Cráton Amazonas foram incluídas na Formação Iriri (Forman 1972, no contexto do Supergrupo Uatumã; Amaral et al., 1974; Almeida, 1978) ou Grupo Uatumã (Silva et al., 1974). Estes autores também identificaram e correlacionam plútons associados como parte do Grupo Uatumã e os denominaram de Granito Teles Pires.

Posteriormente Basei (1977) utilizando resultados de análises isotópicas Rb-Sr, dividiu as rochas vulcânicas do Grupo Uatumã nas unidades Surumu (1860 ±28 Ma), Iricoumé (1790 ±20 Ma), Iriri (1765 ±16 Ma) e Granito Teles Pires (1680 ±13 Ma).

Silva (1980) mantém o termo Grupo Uatumã e individualiza os componentes vulcânicos e plutônicos como Formação Iriri e Granito Teles Pires respectivamente. Santos et al., (2000) caracterizam o magmatismo Uatumã como anorogênico, (resultado de fusão parcial de fonte crustal Arqueana), limita este evento ao intervalo de 1880 a 1870 Ma e o restringe à Província Amazônica Central.

Pinho et al., (2003), Cordani e Teixeira (2007) e Barros et al., (2009) interpretam que a associação entre rochas vulcânicas e plutônicas do Domínio Vulcânico, com idades entre 1800 a 1776 Ma, marcam o estágio de cratonização da Província Ventuari-Tapajós. Segundo os autores este magmatismo, denominado de Suíte Vulcano-Plutônica Teles-Pires ou Grupo Teles-Pires, é resultado de eventos extensionais, com *rifts* e estruturas de abatimento associadas ao desenvolvimento de bacias vulcanosedimentares cratônicas e aulacógenos.

Souza et al., (2005), Ribeiro e Duarte (2010) e Duarte et al., (2012) denominaram de Grupo Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta à associação entre rochas vulcânicas e subvulcânicas/plutônicas que compõe o Domínio Vulcânico. Estes autores destacam que o magmatismo em questão em torno de 1800 Ma ocorreu no contexto da evolução de uma margem continental ativa do tipo "andina" durante a orogênese que forma o Arco Magmático Juruena. Restringem o nome Granito Teles Pires para um conjunto de plútons com características químicas pós-orogênicas e idades de cristalização em torno de 1760 Ma, associando-os ao magmatismo anorogênico da Província Tapajós-Parima.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO DOMÍNIO VULCÂNICO DO ARCO MAGMÁTICO JURUENA

O Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena é composto pela Suíte Intrusiva Paranaíta e pelo Grupo Colíder. Esta inserido no contexto das províncias tectônicas do Sudoeste do Cráton Amazônico definidas originalmente por Tassinari (1996), Sato e Tassinari (1997), Tassinari e Macambira (1999, 2004) e modificadas por Santos et al., (2000), Cordani e Teixeira (2007), Cordani et al., (2009), Bettencourt et al., (2010) e Santos et al., (2004 e 2008).

No modelo acrescionário de Tassinari e Macambira (2004), iniciado no Arqueano, as províncias representam cinturões móveis e arcos magmáticos com idades de cristalização decrescentes de NE para SW: Províncias Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,30 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Figura 5.1). A amalgamação final destes terrenos durante a orogênese Grenviliana teria originado uma grande área cratônica no final do Mesoproterozoico, o Supercontinente Rodínia.

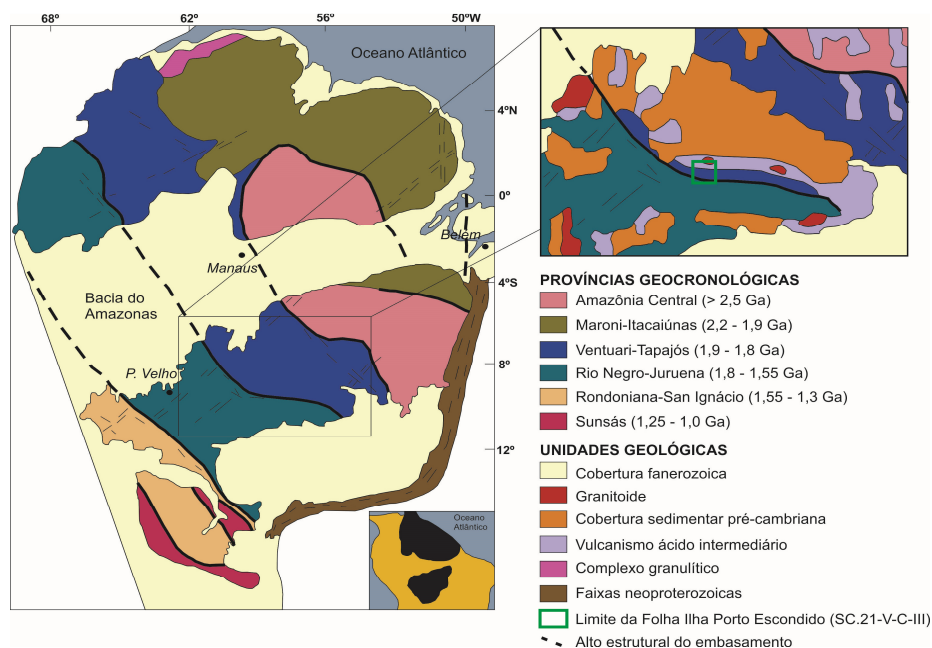


Figura 5.1. Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico e localização da área de trabalho. Detalhe para o sudoeste do Cráton, limite entre as Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena. Modificado de Tassinari e Macambira (2004).

A partir de resultados de análises geocronológicas U-Pb e dados de mapeamento da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Santos et al., (2002, 2008), propuseram uma reorganização das províncias geocronológicas, basicamente alterando limites e intervalo de idades (Figura 5.2).

Segundo este modelo, o Domínio Vulcânico está localizado próximo do limite entre as províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena, que se diferenciam por apresentarem intervalos de idades de cristalização de 2,03-1,88 Ga e 1,82-1,54 Ga, respectivamente (Figura 5.1). Ao norte estão limitadas pelas bacias paleo-mesozoicas do Cachimbo e Amazonas, a sul pela bacia do Parecis e a oeste por rochas do orógeno Mesoproterozoico Sunsás ou Greenville, desenvolvido na margem oeste do Cráton Amazonas entre 1450 a 1100 Ma (Figura 5.2).

Neste trabalho a Província Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), que limita a província Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) a oeste, é interpretada no contexto orogenético convergente definido como Arco Magmático Juruena (Souza et al., 2005; Ribeiro e Duarte 2010; Duarte et al., 2012).

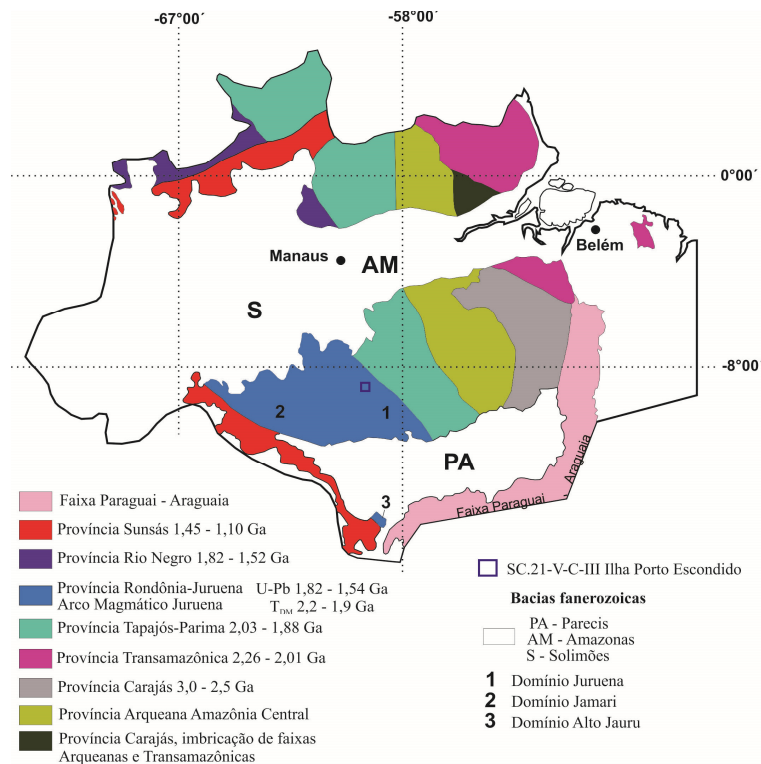


Figura 5.2. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico modificada de Santos et al., (2008) e a localização da área de trabalho. Em azul a área de ocorrência da Província Rondônia-Juruena ou Arco Magmático Juruena.

5.1 Geologia da Província Tapajós-Parima

Santos et al., (2000, 2004) a partir da compilação de dados de mapeamento geológico e geocronologia U-Pb e Pb-Pb, interpreta a Província Tapajós-Parima como um cinturão orogênico composto por sucessivos arcos magmáticos e nomeia este processo como Orógeno Tapajós-Parima. Neste contexto, individualiza quatro domínios (Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto de Azevedo) por estarem separados por bacias Fanerozóicas. Os domínios Tapajós e Peixoto de Azevedo incluem as rochas cristalizadas no período entre 2,01 a 1,87 Ga e são similares com relação à litologia, arcabouço estrutural e presença de mineralizações de Au. Os domínios Tapajós e Peixoto de Azevedo ocorrem em contato com o Domínio Vulcânico e são compostos por uma associação de rochas plutônicas e vulcânicas formadas durante dois eventos principais: Orógeno Tapajós - Parima (2050 - 1880 Ma) e Período pós-orogênico/Rifting (1870 - 1760 Ma).

Segundo Santos et al., (2004) e Souza et al., (2005) o Complexo Cuiú-Cuiú, representado por tonalito bandado, metabasalto e metaandesito e metaturbiditos formados em ambiente de back-arc ou trincheira do Grupo Jacareacanga, representa um magmatismo de arco de ilha em atividade durante o período entre 2050 a 1957 Ma.

A evolução do orógeno segue com a formação de dois arcos continentais tipo "Andino", Cumarú (2000 - 1986 Ma) e Creporizão (1980 - 1957 Ma) compostos por sieno e monzogranito e rochas vulcânicas intermediárias a ácidas. Ainda no período orogênico, após um hiato de aproximadamente 50 milhões de anos, ocorre magmatismo de arco de ilha da Suíte Tropas (1906 - 1886 Ma), seguido pela formação de outro arco continental da Suíte Parauari (1880 Ma), composta por tonalitos a sienogranitos.

O período pós-orogênico ou de *rift* nos Domínios Tapajós e Peixoto de Azevedo é definido e organizado em três intervalos:

(1) Intrusão de rochas vulcano-plutônicas geradas durante o magmatismo do Supergrupo Uatumã; Reúne granitos evoluídos e subvulcânicos da Suíte Maloquinha (1870 Ma) e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas a intermediárias calcioalcalinas do Grupo Irirí (1870 Ma).

(2) Rochas máficas relacionadas a período tectônico extensional; *Sills* toleíticos do magmatismo Crepori (1787 - 1769 Ma).

(3) Plutonismo cratônico rapakive; Granitos rapakive e vulcanismo associado a Suíte Intrusiva Teles Pires (1800 - 1772 Ma).

Santos et al., (2002) individualizam na região duas unidades máficas geradas após o Paleoproterozoico: o troctólito Cachoeira Seca, (1190 Ma) relacionado à extensão do orógeno Sunsás e o enxame de diques Piranhas (507 Ma) associado à extensão Cambriana que condicionou a subsidência a norte e deposição dos sedimentos da Bacia Amazônica.

Vasquez et al., (2002) e Vasques e Rosa-Costa (2008) consideram as interpretações de Santos et al., (2000 e 2004) pouco embasadas pois carecem de dados de litogeoquímica e geocronologia que comprovem a existência de diversos arcos magmáticos no Domínio Tapajós.

No modelo geotectônico proposto pelos autores supracitados, o Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima, é interpretado como resultado de um único arco magmático orosiriano (2,0 Ga) seguido de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais, que se estenderam ao estágio pós-orogênico há cerca de 1,88 Ga (Vasquez et al., 2002). Desta forma, no Domínio Tapajós ocorrem associações tectônicas de um orógeno orosiriano formado pela colisão de um arco de ilha (Arco Cuiú-Cuiú), a um continente durante a Orogênese Cuiú-Cuiú (Grupo Jacareacanga e Complexo Cuiú-Cuiú) e pulsos magmáticos pós-colisionais reunidos em associações tardi a pós-orogênicas com idades inferiores a 2,0 Ga.

Incluídos nos eventos pós-colisionais estão os granitóides da Suíte Intrusiva Creporizão 1,99 e 1,96 Ga, as Suítes Plutônicas Pós-Orogênicas Tropas e Parauarí com idades no intervalo entre 1907 e 1879 Ma e rochas vulcânicas do Grupo Irirí associadas a estes plutonismos (~1,88 Ga), rochas gabróicas intracontinentais com idades entre 1887 e 1878 Ma e Suítes Plutônicas Alcalinas Intracontinentais com idades entre 1882 e 1864 Ma (Vasques e Rosa-Costa 2008).

5.2 Geologia do Arco Magmático Juruena

A Província Rondônia-Juruena (Estateriana) que limita a Província Tapajós (Orosiriana) a oeste é interpretada neste trabalho dentro de um contexto orogenético convergente definido como Arco Magmático Juruena (Souza et al., 2005; Duarte et al., 2012).

Com base nos resultados de geocronologia mais recentes e seguindo o modelo de evolução geotectônica proposto por Duarte et al., (2012), a orogênese Juruena ou a formação do Arco Magmático Juruena inicia-se em torno de 1820 Ma, com movimentos compressivos de SW para NE forçando a movimentação de uma placa oceânica (Complexo Bacareí-Mógn) em

direção ao domínio Tapajós/Peixoto de Azevedo com consequente subducção e consumo desta placa.

O resultado da interação entre fontes mantélicas e crustais neste ambiente é a geração de magmas híbridos e ascendentes ao longo da zona de subducção, fonte das rochas do Arco Magmático Juruena. Este processo é evidenciado pelos valores de ϵ_{Nd} oscilando entre fracamente positivos a negativos (Pinho et al., 2003; Souza et al., 2005; Santos et al., 2008; Ribeiro e Duarte, 2010).

A fase inicial da orogênese está representada na área pelo Domínio Vulcânico, por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Paranaíta (1808-1769 Ma) e rochas vulcânicas do Grupo Colíder (1803-1766 Ma) (Duarte et al., 2012). Estas unidades encontram-se em contato tectônico com porções mais profundas do arco, onde são encontradas rochas de médio a alto grau metamórfico, interpretadas como a raiz do mesmo (Ribeiro e Duarte, 2010). O conjunto é formado por remanescentes de crosta oceânica do Complexo Bacareí-Mógno (isócrona Sm-Nd = 2,24 Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = 2,5$) (Souza et al., 2005) e predominantemente por rochas do Complexo Juruena (1787–1764 Ma).

O Complexo Juruena é constituído pela Suíte Plutônica Vitória (1787-1765 Ma), Granitos São Pedro (1786-1730 Ma), São Romão (1780-1770 Ma) e Suíte Máfica Vespôr (1773-1764 Ma). Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas dispersas no complexo, aparentemente preenchendo bacias de retroarco, são incluídas no Grupo Roosevelt (1772-1740 Ma) (Rizzotto et al., 2004) e relacionadas por Santos et al., (2008) à orogênese Jamari.

Idades similares a este episódio, em torno de 1750 Ma, são reconhecidas em uma série de batólitos graníticos rapakive, tipo A, com rochas vulcânicas associadas e assinatura química de ambiente pós-colisional a anorogênico (Pinho 2003; Cordani e Teixeira 2007; Barros et al., 2009). As rochas com estas características são relacionadas ao magmatismo Teles-Pires, de característica anorogênica da Província Tapajós-Parima (Silva et al., 1980, Pinho et al., 2003; Lacerda Filho 2004; Silva e Abram 2008; Alves et al., 2012; Ribeiro e Duarte 2010; Prado et al., 2013).

O final da evolução do Arco Magmático Juruena esta materializado no orógeno denominado Quatro Cachoeiras (Rizzotto et al., 2004). Em Rondônia, a SW da área de estudo, esta orogênese é identificada por idades metamórficas em torno de 1650 Ma, obtidas em

sobrecrescimentos em cristais de zircão (bordas) de amostras do Complexo Jamarí e também pelo grau metamórfico elevado, chegando à fácies granulito (Scandolara, 2006).

No Mesoproterozoico o magmatismo anorogênico com relação ao Arco Magmático Juruena é o da Suíte Serra da Providência, com idades de cristalização entre 1606-1505 Ma (Ribeiro e Duarte, 2010).

Outros eventos registrados na estratigrafia da área são as bacias do tipo *graben* onde se depositaram os sedimentos da Formação Palmeiral, relacionados à fase extencional do orógeno Sunsás-Aguapeí e intrusões do enxame de diques Piranhas no Paleozoico (Santos et al., 2002 e 2008).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática de trabalho foi balizada pelo Guia de Procedimentos Técnicos do Programa de Levantamento Geológico Básico do Brasil (PLGB), documento orientativo interno da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, com as seguintes etapas:

(1) Etapa Preparatória – Levantamento bibliográfico, obtenção e interpretação de imagens de sensores remotos (Landsat, SRTM, Aster, CBERS), elaboração de bases planimétricas georeferenciadas, cadastramento das áreas e reservas indígenas, levantamento e integração dos dados geológicos pré-existentes e elaboração do mapa geológico preliminar, programação e planejamento das atividades de campo e obtenção de informações sobre vias de acesso e infraestrutura de apoio.

(2) Atividades de Campo – Descrição de afloramentos a partir de perfis ao longo de estradas e picadas. Nos afloramentos foram realizadas as seguintes atividades: descrição pormenorizada do afloramento, amostragem de rocha, medições estruturais, registro fotográfico, determinação de coordenadas com GPS. As amostras de rocha foram utilizadas para análises petrográficas, litoquímicas, e geocronológicas.

(3) Análises laboratoriais – As lâminas delgadas foram confeccionadas e analisadas na Superintendência Regional de Goiânia (CPRM). As análises químicas de rocha foram realizadas no Laboratório GEOSOL. Entre as análises U-Pb em zircão, sete foram realizadas por *laser ablation* acoplado a um espectrômetro de massa de fonte de plasma (ICP-MS) no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e uma análise por microsonda iônica (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe SHRIMP*) acoplada a um espectrômetro de massa de íons secundários (SIMS) no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo/USP). As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em um espectrômetro de massa com coletor múltiplo no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

6.1 Análises Químicas em Rocha

Para minimizar problemas na interpretação dos resultados, foram selecionadas para análise química amostras preservadas da alteração hidrotermal. Foram analisados um total de 37 amostras, sendo 23 do Grupo Colíder e 14 amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta.

As amostras foram pulverizadas utilizando um moinho de ágata até a fração 150 *mesh* no laboratório da CPRM-Serviço Geológico do Brasil e analisadas pelo laboratório SGS-Geosol Ltda. As amostras foram misturadas com metaborato e tetraborato de lítio e fundidas a 1000 °C em um forno de indução. As pastilhas foram digeridas em uma solução de HNO₃ a 5% contendo padrão interno e misturadas até completa dissolução. Os elementos maiores (óxidos) foram determinados por fluorescência de raios-x - XRF, enquanto que os elementos traços e ETR foram analisados por um espectrômetro de massa (*inductively couple plasma mass spectrometry* ICP-MS) e FeO analisado por gravimetria. Os resultados analíticos foram utilizados na construção de diagramas de classificação e tectonomagmáticos utilizando o programa GCDKit v.3.0 (Janousek et al., 2006).

6.2 Análises Geocronológicas e Isotópicas

6.2.1 Método U-Pb LA-ICP-MS em zircão

Para a separação de concentrados de zircão, a amostra de rocha foi reduzida em britador e extraída a fração inferior a 500 µm; Os minerais pesados da fração extraída foram concentrados com uso de bateia, posteriormente o material foi passado pelo separador isodinâmico Frantz e finalmente o zircão foi selecionado manualmente com auxílio de lupa binocular. Os *mounts* foram confeccionados com resina epóxi a frio, desgastados e polidos para exposição do interior dos cristais. Os *mounts* foram limpos com banho em ultrassom com ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure® e acetona para extração de qualquer resíduo de umidade. O equipamento analítico utilizado foi um *Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Nd:YAG ($\lambda=213\text{nm}$) *Laser Ablation System* (New Wave Research, USA). O procedimento analítico foi o descrito por Bunh et al., (2009) e basicamente consiste na ablação dos cristais em *spots* de 25 a 40 µm, frequência de 9 a 13 Hz e fluência de 0,19 a 1,02 J/cm². O material pulverizado é carregado por um fluxo de He (~0,40

L/min) e Ar (~0,90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para correções e um segundo padrão (TEMORA ou padrão interno PAD-1) para a aferição da acurácia. Os dados são adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo e a sequência de leitura de 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco e 1 padrão. Em cada leitura são determinadas as intensidades das massas de ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U . A redução dos dados brutos, incluindo as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, foram realizadas em planilha EXCEL elaborada no próprio laboratório. As incertezas associadas às razões apresentadas nas tabelas são de 1σ , em porcentagem. As idades foram calculadas utilizando o ISOPLOT 4.0 (Ludwig 2009).

6.2.2 Método Samário-Neodímio (Sm-Nd) em rocha total

As análises isotópicas Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). Segundo o procedimento, aproximadamente 50 mg de amostra pulverizada é misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO_3 e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massas multicoletor, modelo Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas para as razões de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,55$ (2σ) e $\pm 0,0055$ (2σ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Idades modelo T_{DM} e valores de ϵ_{Nd} foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).

7. RESUMO DO ARTIGO

7.1 *"A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data"*

No artigo o ambiente geodinâmico do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena é estudado a partir da integração de um conjunto de informações geológicas: (1) Mapeamento de uma área de 50 x 50 Km na escala 1:100.000; (2) Análise petrográfica de uma conjunto de amostras representativas das unidades estratigráficas, com foco nas unidades do Domínio Vulcânico; (3) Litogeoquímica de rochas das unidades do Domínio Vulcânico; (4) Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS em zircão e Sm-Nd em rocha total.

Com base nos resultados foram apresentados e discutidos modelos de evolução geodinâmicos distintos que vem sendo publicados para o Domínio Vulcânico e para outras unidades vulcânicas que afloram na região, por exemplo, o Grupo Roosevelt.

O objetivo foi organizar uma série de incongruências geológicas e assim propor um modelo de evolução geodinâmica mais robusto para o Domínio Vulcânico que é considerado como parte de uma importante província metalogenética brasileira, a Província Aurífera de Alta Floresta - PAAF.

O Domínio Vulcânico, composto pela Suíte Intrusiva Paranaíta e pelo Grupo Colíder foi caracterizado com base na forma de ocorrência e petrografia dos litotipos que o compõem. Além disso, foram citados aspectos relacionados a deformação que afetam estas litologias. Da mesma maneira foram caracterizadas as unidades do Complexo Juruena.

O mapa geológico da Figura 7.1 apresenta o resultado final da cartografia executada.

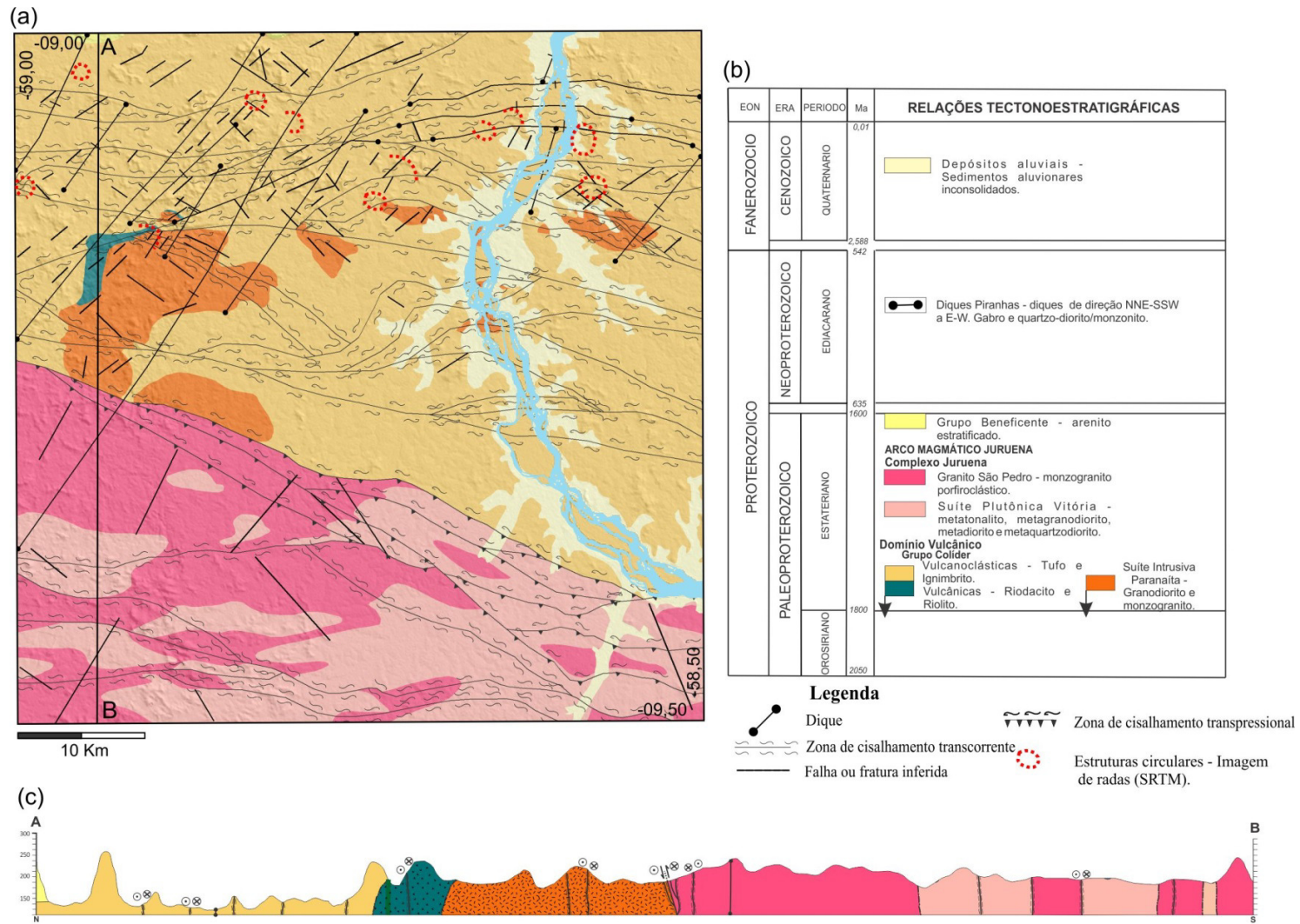


Figura 7.1 (a) Mapa geológico da área de trabalho, (b) Coluna tectonoestratigráfica com as unidades cartografadas e (c) Perfil geológico.

Para caracterizar as rochas do Grupo Colíder e da Suíte Intrusiva Paranaíta como resultado de um mesmo evento magmático foram apresentados e discutidos os resultados de geocronologia U-Pb em zircão e Sm-Nd, integradas com o conjunto de idades compiladas da bibliografia.

Com o mesmo objetivo fundamentar a ideia de uma associação entre rochas vulcânicas e plutônicas cogenéticas foram avaliados e discutidos os resultados de litogeoquímica destas unidades. Estes mostraram evidências sólidas de que as rochas das unidades que compõem o Domínio Vulcânico são parte de um mesmo evento magmático com idades de cristalização e fontes magmáticas similares.

No entanto, os resultados do Domínio Vulcânico analisados separadamente no contexto das rochas do Arco Mágico Juruena não permitiam a consolidação de um modelo geotectônico adequado para explicar a evolução do domínio. Para isso foi necessário analisar os resultados no contexto da evolução do Arco Mágico Juruena, em conjunto com as informações disponíveis na bibliografia de rochas do Complexo Juruena.

A visão integrada da presença de mineralizações auríferas tipo epitermal-pórfiro sinplutônicas, levou os autores a consolidar um modelo baseado na ideia de arco magmático continental com participação de crosta oceânica subductada. Neste sentido o Domínio Vulcânico foi interpretado como o cinturão vulcânico continental do Arco Mágico Juruena.

No artigo é discutido o significado do magmatismo máfico do sudoeste do Cráton Amazônico, com foco nas máficas do Grupo Colíder, dentro da evolução deste setor no Paleoproterozoico e fragmentação do Supercontinente Columbia - NUNA, já que a compreensão de eventos desta natureza provê conhecimento acerca de processos crustais, eventos termais e natureza dos ambientes tectônicos.

7.2 Resultados

As rochas do Domínio Vulcânico compõem grande parte da área de estudo. O Grupo Colíder consiste essencialmente de rochas efusivas (básicas a ácidas) e vulcanoclásticas, enquanto que a Suíte Intrusiva Paranaíta engloba granitos epizonais e plutônicos (monzogranito granofírico e monzogranito *sensu strictu*).

Os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta afloram na porção central da área de trabalho em pequenos corpos disseminados. Aparentemente as rochas desta suíte afloram em locais onde houve erosão da cobertura vulcanoclástica e em pequenas apófises intrusivas no pacote vulcanoclástico.

As unidades estão seccionadas por zonas de cisalhamento transpressionais de direção preferencial E-W a NW-SE que geram zonas cataclásticas espessas e nas zonas de movimentação ocorrem faixas dessimétricas de xistos e cataclasitos.

As rochas básicas a intermediárias estão dispersas, com pouca exposição, o que inviabilizou a cartografia na escala de trabalho. Aparentemente são intrusivas no pacote vulcânico na forma de *stocks* e soleiras. Estas rochas também estão sendo correlacionadas a extensas anomalias magnéticas que indicam a presença de corpos intermediários e básicos magnéticos sob o pacote vulcanoclástico.

Apesar da idade Paleoproterozóica das unidades que configuram o Domínio Vulcânico, os depósitos vulcanoclásticos encontram-se preservados assim como estruturas circulares indicativas de paleocaldeiras e mineralizações de ouro associadas aos granitos epizonais.

Estas feições são evidências do nível crustal raso no qual estas rochas se formaram. Tais características embasam e têm implicações nos modelos metalogenéticos propostos, que classificam as mineralizações auríferas como do tipo pórfiro e epitermal.

As rochas do Complexo Juruena estão separadas do Domínio Vulcânico por um conjunto de zonas de cisalhamento transpressionais sinistrais conjugadas que configuram uma zona de deformação com aproximadamente 10 km de largura.

As unidades litoestratigráficas do Complexo Juruena que afloram na área são a Suíte Plutônica Vitória (metadiorito, metatonalito, metagranodiorito e metaquartzodiorito) e o granito São Pedro (metamonzogranito porfiroclástico).

Os resultados de geocronologia U-Pb em zircão disponíveis para as rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta e do Grupo Colíder mostram idades similares no intervalo entre 1820 e 1775 Ma.

As idades modelo Sm-Nd de manto empobrecido destas unidades também estão em intervalos idênticos, entre 2,40 e 1,94 Ga. Da mesma forma os valores de $\epsilon_{Nd(t=1,8Ga)}$ também são correspondentes, variando entre positivos (+0,10 a +2,50 com $\bar{x}=+1,14$) e negativos (-0,20 a -3,90 com $\bar{x}=-1,43$).

Somada a estes dados, a litoquímica mostra grande coincidência entre as assinaturas químicas das rochas do Domínio Vulcânico (Grupo Colíder e Suíte Intrusiva Paranaíta). Ambas possuem distribuição coincidente em diagramas de variação binários e são calcioalcalinas de alto-K, peraluminosas a metaluminosas com padrão de elementos traços característicos de rochas de arco continental.

Para a definição do ambiente tectônico onde foram geradas as rochas félsicas do Domínio Vulcânico foram utilizados diagramas que utilizam razões entre elementos móveis e imóveis (LILE/HFSE).

Considerando as razões $Th/Yb \times Ta/Yb$, estas rochas são similares às rochas calcioalcalinas formadas em ambientes de margem continental ativa, com contaminação crustal.

Os resultados de litogeoquímica das rochas máficas do Grupo Colíder também mostram características de magmas gerados em ambiente de margem continental ativa. Quimicamente são basaltos, basaltos andesíticos e andesitos subalcalinos da série toleítica. As análises do conteúdo de ETR mostram fracionamento pequeno entre ETR leves e pesados, com pequenas anomalias negativas de Eu e fortes anomalias negativas de Nb e Ta. Anomalias negativas destes dois elementos é uma assinatura de magmas contaminados por crosta continental e de magmas relacionados a ambiente de subducção. Neste último caso, herdada do material sedimentar subductado.

O enriquecimento em Sr, K, Rb e ETR leves é entendidos como adição de um componente rico nestes elementos, no caso a crosta oceânica subductada enriquece o manto litosférico subcontinental. O comportamento observado nos diagramas é muito similar ao de magmas gerados em ambiente de subducção, como basaltos de ilha oceânica e de margem continental ativa, mas também similar a de basaltos gerados em zonas intraplaca. Distinguem destes últimos por apresentarem anomalia positiva de Ba tornando estas rochas correlacionais aos ambientes relacionados a subducção.

8. DISCUSSÃO

8.1 Domínio Vulcânico - Associação Vulcano plutônica Paranaíta-Colíder de arco ou magmatismo anorogênico Teles-Pires ?

No setor sudoeste do Cráton Amazônico as coberturas vulcanossedimentares praticamente indeformadas associadas à plútons graníticos com idades próximas a 1,8 Ga têm sido interpretadas de três formas distintas e somado a isso recebem nomes diferentes, o que torna a geologia do Domínio Vulcânico conflituosa.

(1) Como magmatismo intraplaca, pós-orogênico a anorogênico associado a estruturas extensionais que afetam a borda SW da Província Tapajós-Parima e correlacionadas à fragmentação do Supercontinente Columbia (NUNA) (Néder et al., 2002; Pinho et al., 2003; Cordani e Teixeira 2007; Cordani et al., 2009). Os autores atribuem as rochas geradas ao vulcanoplutonismo do Grupo Teles-Pires e estabelecem um período de idades de cristalização entre 1800 a 1776 Ma (Pinho et al., 2003; Cordani e Teixeira 2007; Barros et al., 2009).

(2) Como vulcanoplutonismo de arco magmático continental da Província Rondônia-Juruena ou Arco Magmático Juruena (Santos et al., 2000 e 2008; Souza et al., 2005; Ribeiro e Duarte 2010; Duarte et al., 2012; Scandolaro et al., 2014). Estes autores correlacionam as rochas deste magmatismo, de idade análoga a das rochas do Grupo Teles-Pires, ao Domínio Vulcânico (Suíte Intrusiva Paranaíta e Grupo Colíder). Restringem a utilização do nome Teles-Pires para plútons com características estritamente anorogênica (granitos porfíricos rapakive tipo A) de 1,78 a 1,74 Ga que ocorrem na Província Tapajós-Parima (Santos et al., 2004).

(3) Mais recentemente Barros et al., (2009), Alves et al., (2013) e Silva et al., (2014) interpretam rochas similares, com mesma idade como de *back-arc*, relacionado a eventos extensionais tardi a pós-orogênicos da Província Rondônia-Juruena. Alves et al., (2013) identificam vulcânicas de 1792 Ma associadas ao Granito Pium de 1775 Ma, com assinatura de granitos tipo A, e correlacionam o evento ao magmatismo do Grupo Teles-Pires. Silva et al., (2014) nomeia batólito com características químicas de granito pós-orogênico e idade próxima (1781 Ma) na região de Peixoto de Azevedo de Granito Peixoto e sugerem duas hipóteses o magmatismo: relacionado a eventos pós-colisionais anorogênicos do Grupo Teles-Pires ou ao vulcanoplutonismo Colíder-Paranaíta.

Outro exemplo de magmatismo de mesma idade na Província Rondônia-Juruena é a sequência vulcanosedimentar do Grupo Roosevelt e o Granito Aripuanã, que ocorre fora do Domínio Vulcânico, na região de Aripuanã com idades entre 1762 Ma a 1740 Ma (Néder et al., 2002; Santos et al., 2000; Rizzotto et al., 2002; Biondi et al., 2013).

Apesar das idades inferiores e de ocorrem fora do Domínio Vulcânico, na área de abrangência do Complexo Juruena, Pinho et al., (2003) e Cordani e Teixeira (2007) correlacionam estas rochas ao magmatismo anorogênico do Grupo Teles-Pires. Outros autores, no entanto (Rizzotto et al., 2002; Santos et al., 2003; Ribeiro e Duarte, 2010; Biondi et al., 2013) interpretam que estas rochas foram geradas em ambiente de retroarco durante a evolução do Arco Magmático Juruena.

Neder et al., (2002) e Biondi et al., (2013) descrevem no mesmo local ocorrências de Pb, Zn e Cu classificando-os como VHMS (*volcanic hosted massive sulfide*), que são depósitos tipicamente formados em ambiente marinho (Large, 1992). Este tipo de depósito é distinto das mineralizações auríferas que se encontram mais ao norte na região do Domínio Vulcânico.

Dadas às similaridades químicas e de idade do conjunto plutonovulcânico das rochas do Domínio Vulcânico e do Grupo Teles-Pires é possível interpretar que elas tenham origem conjunta. Mas a presença de granitos epizonais e rochas máficas associadas, depósitos vulcanoclásticos, alteração hidrotermal regional e principalmente mineralizações auríferas tipo epitermal-pórfiro são algumas das diferenças fundamentais observadas entre estas unidades (Souza et al., 2005).

No entanto uma série de autores associam os granitos oxidados e mineralizados da região ao magmatismo anorogênico ou mesmo de *back-arc* distal do Grupo Teles-Pires (Pinho et al., 2003; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Prado et al., 2013).

Nestes ambientes geodinâmicos o tipo de mineralização esperado, relacionado a intrusão, no caso de Au e depósitos de Sn-W estariam associados a granitos reduzidos, do tipo S ou ilmenita granitos (Thompson et al., 1999; Cawood, 2007; Kerrich et al., 2005). Também é inequívoco associar as rochas do Grupo Roosevelt, hospedeira de mineralização tipo VHMS e que são típicas de ambiente de *back-arc*, (Franklin et al., 2005; Hannington et al., 2005) ao Grupo Teles-Pires.

Os diversos tipos de depósitos descritos em ambientes orogênicos refletem o regime dinâmico e o ambiente tectônico complexo resultante, que se desenvolve durante a convergência de placas e acreção ao longo de margens continentais ativas.

Caracterizar os diferentes tipos de depósito que são diagnósticos de um ambiente tectônico particular dentro de um sistema acrecionário permite compreender de forma mais aprimorada o ambiente geodinâmico (Bierlein et al., 2009).

O alinhamento de corpos graníticos mineralizados que define a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (Acevedo et al., 2014), as estruturas circulares identificadas em imagens radar, que parecem indicar caldeiras vulcânicas e as ocorrências de mineralizações auríferas primárias tipo epitermal-pórfiro são indicadores do ambiente geodinâmico de arco continental do Domínio Vulcânico.

Sistemas Au epitermal-pórfiros estão distribuídos em limites de placa convergentes e são caracterizados por definirem cinturões lineares de várias centenas de quilômetros. Em conjunto com batólitos de composição calcioalcalina e cadeias de vulcões estes sistemas são marcos de arcos magmáticos construídos acima de zonas de subducção em margens convergentes (Richards, 2003; Sillitoe, 2010; Groves and Bierlein, 2007; Pirajino e Santosh, 2014).

As mineralizações que ocorrem ao longo do Domínio Vulcânico são estritamente sinplutônicas, datadas em 1805 ± 7 Ma (Re-Os molibdenita) por Acevedo et al., (2014) e 1786 ± 4 Ma (Re-Os pirita) por Xavier et al., (2013). Elas são atribuídas a sistemas pórfiro e correlatos (epitermais de alta e baixa sulfetação) e estão hospedadas em rochas graníticas calcioalcalinas a subalcalinas, metaluminosas a peraluminosas de alto potássio de arco vulcânico da Suíte Intrusiva Paranaíta (Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Acevedo et al., 2014).

8.2 Ambiente geodinâmico do Domínio Vulcânico baseado na geoquímica de granitos.

Os resultados petrográficos e litoquímicos de amostras desta unidade tratados em conjunto com os das rochas vulcânicas do Grupo Colíder fornecem informações importantes sobre o ambiente geodinâmico do Domínio Vulcânico. Embora o uso de tipos de granitos como indicadores geodinâmicos seja incorreto em alguns casos, a aplicação cuidadosa do método proposto por Barbarin (1999), em conjunto com os resultados de geocronologia que serão discutidos é geralmente bem sucedida na resolução de problemas de evolução geotectônica.

A série magmática calcioalcalina de alto K e o índice de saturação em alumina variando entre os campos peraluminosos e metaluminosos destas rochas indica origem mista para o magmatismo do Domínio Vulcânico com componente crustal predominando sobre a mantélica (Barbarin, 1999).

Apesar da mineralogia dos granitos e granodioritos da Suíte Intrusiva Paranaíta ter anfibólio na composição, estas rochas são ricas em potássio e assim classificadas como granitoides calcioalcalinos ricos em potássio (KCG). Entre as rochas vulcânicas do Grupo Colíder, os termos menos diferenciados em SiO₂, com as menores concentrações de K₂O e as maiores concentrações de CaO, MgO e Fe₂O₃ também são da série calcioalcalina de alto potássio.

O enriquecimento em elementos terras raras (ETR) leves em relação aos pesados e traços (La_n/Yb_n 7,01 a 20,34) e anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* 0,15 a 0,86) são similares aos de rochas calcioalcalinas de alto potássio com elevado grau de fracionamento. Nos diagramas de multielementos as anomalias bem marcadas de Nb, P e Ti indicam a evolução magmática dominada por processos de cristalização fracionada e refletem uma fonte modificada por subducção e com envolvimento de crosta continental (Wilson, 1989). No diagrama de discriminação tectônica Pearce et al., (1984) as amostras do Domínio Vulcânico plotam no campo de arco continental normal e de margem continental ativa respectivamente.

Granitos e granodioritos de alto potássio (KCG) estão presentes em diversos ambientes geodinâmicos. Eles são mais resultado da variação do regime tectônico do que uma indicação de um ambiente geodinâmico específico (Barbarin, 1999). Granitos KCG ocorrem associados a granitos calcioalcalinos com anfibólio (ACG) em arcos, em períodos de relaxamento entre eventos colisionais ou na transição entre um regime compressional para outro tensional (Bonin, 1990).

A partir destes resultados não é possível atestar na área do Domínio Vulcânico a presença dos ACG que predominam em zonas de subducção. No entanto, deve-se analisar o Domínio Vulcânico como inserido no contexto da evolução do Arco Magmático Juruena (Souza et al., 2005; Ribeiro e Duarte 2010; Duarte et al., 2012) para encontrar estas rochas.

A Suíte Plutônica Vitória e a Suíte Vespôr composta por metagabro, metadiorito metatonalito e metagranodiorito calcioalcalinos com assinatura típica de arco (Ribeiro e Duarte 2010; Scandolara et al., 2014) são classificadas como granitos ACG, tipos que se espera encontrar em grande volume em ambientes de arco com granitos KCG associados. Além disso, no

Complexo Juruena ainda foram identificados restos de supracrustais e da crosta oceânica subductada acrescidos ao arco do Complexo Bacareí-Mógno.

8.3 A associação vulcano plutônica do Domínio Vulcânico como parte do Arco Magmático

Juruena.

A integração do Domínio Vulcânico com as unidades do Complexo Juruena para compor o Arco Magmático Juruena discutida a partir dos resultados de litoquímica é endossado pelas idades modelo de manto empobrecido, pelos valores de ϵ_{Nd} calculados e pelas idades de cristalização U-Pb.

8.3.1 Idades modelo de manto empobrecido Sm-Nd em rocha total

O espectro de idades T_{DM} para as rochas do Domínio Vulcânico se encontra ao longo de um intervalo de 500 Ma, entre 2,40 a 1,94 Ga, com valor médio (\bar{x}) igual a 2,09 Ga. Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ ($t=1,8$ Ga) calculados variam entre negativos (-0,20 a -3,90 \bar{x} -1,43) e positivos (+0,10 a +2,50 \bar{x} +1,14). O comportamento dos resultados das análises Sm-Nd do Complexo Juruena é muito similar com idades T_{DM} ao longo de um intervalo de 370 Ma, entre 2,30 a 1,93 Ga, com valor médio (\bar{x}) de 2,07 Ga. Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ ($t=1,78$ Ga) variam também entre negativos (-0,25 a -2,57 \bar{x} -1,14) e positivos (+0,26 a +2,10 \bar{x} +1,57).

Os dois intervalos de idades T_{DM} com valores distintos de ϵ_{Nd} registram a mistura de duas fontes magmáticas na evolução do Arco Magmático Juruena. Uma fonte mais antiga com assinatura de litosfera continental de idades entre 2,3 a 2,1 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos na ordem de -1,5 e outra fonte mais nova com assinatura mantélica de idades entre 2,0 a 1,9 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos na ordem de + 1,0.

A fonte mais antiga tem idades T_{DM} compatíveis com as idades de cristalização das rochas da Província Transamazônica retrabalhadas pelos eventos orogênicos (crosta reciclada) da Província Tapajós-Parima e as idades T_{DM} mais novas e juvenis são compatíveis com as idades de cristalização das rochas do período orogênico da Província Tapajós-Parima (Cuiú-Cuiú - arco de ilha; Creporizão - arco continental; Tropas - arco de ilha/arco continental) (Santos et al., 2004).

8.3.2 U-Pb LA-ICP-MS and SHRIMP

O conjunto das idades de cristalização obtidos neste trabalho em rochas do Domínio Vulcânico é homogêneo. As idades obtidas em rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta foram de 1813 ± 5 e 1787 ± 8 Ma (microgranito) e 1811 ± 6 e 1790 ± 5 Ma (granito pórfiro) e do Grupo Colíder de 1820 ± 28 Ma (vulcanoclástica), $1803,5 \pm 9$ Ma (riodacito) e 1786 ± 12 Ma (andesito). Considerando o erro analítico os resultados se sobrepõem com idade média em torno de 1801 Ma, mais um indicativo da associação plutonovulcânica.

Uma observação relevante é a falta de cristais de zircões herdados ou pré-magmáticos nas rochas do Domínio Vulcânico. Miller et al., (2015) interpreta que granitoides pobres em zircões herdados são granitos quentes (>800 °C), formados de acordo com os modelos de processos magmáticos populares (fusão por desidratação na crosta, fracionamento de fundidos mantélicos, com ou sem contaminação crustal), com transporte do magma em um estado de baixa polimerização (pobre em cristais) e probabilidade alta de irromper. Por outro lado, granitos ricos em cristais de zircões herdados são classificados como do tipo frio (<800 °C); São magmas de derivação crustal, ricos em cristais e que normalmente não entram em erupção.

É fato que rochas vulcânicas e plutônicas ocorrem no mesmo contexto tectônico. A associação entre ambos é diretamente observada em locais onde a erosão de pacotes vulcanoclásticos superficiais expõe as partes superiores de intrusões cogenéticas (Bachmann et al., 2007). Exemplos incluem os Andes (de Silva et al., 2006), a área vulcânica de San Juan no Colorado (Lipman, 2007) e a região do rio Colorado ao sul de Nevada e Arizona (Metcalf, 2004).

Um exemplo do Paleoproterozoico na Província Tapajós foi descrito por Santos et al., (2004) onde a sequência vulcânica intermediária-ácida Iriri está associada a intrusões graníticas tardi a pós colisionais. Juliani et al., (2005), na mesma região, identificam mineralizações auríferas epitermais de alta sulfetação associadas a extensos complexos tipo caldera e domos de intrusões de pórfiros epizonais, situação que parece ser análoga à observada no Domínio Vulcânico.

A integração do Domínio Vulcânico com o Arco Magmático Juruena discutida a partir dos resultados das análises química e de Sm-Nd deve ser complementada com os resultados das análises U-Pb.

O conjunto de idades (U-Pb em zircão) das rochas Suíte Plutônica Vitória, interpretado como o magmatismo de arco continental sinorogênico do Arco Magmático Juruena, possui

valores da ordem de 1780 Ma, cerca de 15 a 20 Ma mais novos que o padrão de idades do Domínio Vulcânico. Porém considerando os erros analíticos, as idades de cristalização destas unidades se sobrepõem.

8.4 Quadro geral do magmatismo máfico no SW do Cráton Amazônico.

As rochas máficas presentes na área foram correlacionadas ao vulcanismo do Grupo Colíder. A amostra TD-107 (diorito) foi analisada por U-Pb LA-ICP-MS em zircão e Sm-Nd e teve idade calculada em 1786 ± 12 Ma com T_{DM} de 2,2 Ga e $\epsilon_{Nd(t=1,8)} = + 0,4$. Resultados compatíveis com as idades de cristalização e modelo do Domínio Vulcânico. Pinho et al., (2003) também obtiveram resultados similares em duas rochas máficas analisadas próximas da área de trabalho, com idades de 1797 ± 5 Ma (tufo máfico) e 1776 ± 3 Ma (basalto).

Santos et al., (2002) compilam uma série de idades e datam amostras de diques máficos na Província Tapajós-Parima por U-Pb SHRIMP em zircão e badeleita e definem cinco eventos magmáticos. Os diques mais antigos de 1893 Ma foram denominados de Ingarana e associados ao período orogênico da província. As outras idades obtidas de 1780 ± 9 Ma, 1186 ± 12 Ma, 507 ± 4 Ma e o intervalo entre 260 a 124 Ma foram denominadas de Crepori, Cachoeira Seca, Piranhas e Periquito respectivamente e associados a eventos anorogênicos na província.

Dentre estes resultados ressalta-se a idade do magmatismo Crepori, que é similar à idade do magmatismo máfico do Grupo Colíder.

Santos et al., (2002) observam que idades em torno de 1780 são correlatas a intrusões máficas que ocorrem no Cráton Amazônico e mesmo no Cráton La Plata. Exemplos são o magmatismo Avanavero no norte do Cráton Amazônico (1778 ± 12 Ma) (Reis et al., 2013), Tumatumari na Guiana (1786 ± 5 Ma) (Norcross et al., 2000) e Terreno Piedra Alta (1785 ± 4 Ma) (Halls et al., 2001; Teixeira et al., 2010) no Cráton La Plata.

Segundo Santos et al., (2002) estas intrusões definem um alinhamento N-S marcando o limite oeste e a fragmentação de Columbia (NUNA) (Rogers et al., 1996), considerando que os magmatismos máficos de grande extensão do final do Paleoproterozoico são indicativos de fragmentação continental deste supercontinente.

Scandolara et al., (2014) estudam a partir de dados de litoquímica e geocronologia as rochas máficas de idade similar da Suíte Máfica Vespôr, uma extensa unidade litoestratigráfica

do Arco Magmático Juruena que ocorre no domínio do Complexo Juruena. Amostras desta unidade foram datadas por Ribeiro e Duarte (2010) em 1773 ± 15 Ma (gabronorito) e 1764 ± 14 Ma (gabro) e possuem assinaturas químicas da série toleítica, com características de magmatismo gerado em ambiente de arco continental, participação de crosta oceânica metassomatizada e contaminação crustal (Scandolaro et al., 2014).

Em contraste com o trabalho de Santos et al., (2002), Scandolaro et al., (2014) sugerem que a margem sul do SW do Cráton Amazônico (Arco Magmático Juruena) se desenvolveu no final do Arqueano/início do Paleoproterozóico (Províncias Transamazonas e Tapajós-Parima) ao longo de uma zona de subducção sob a margem passiva de idade arqueana.

Uma série de arcos continentais entre 1,8 a 1,7 Ga são descritos na bibliografia (Rogers e Santosh, 2002, 2004; Zhang et al., 2012) e tidos como produtos da acreção de arcos continentais ao longo do Paleoproterozóico que deram origem ao supercontinente Columbia (NUNA) entre 2,0 a 1,8 Ga (Hoffman, 1989; Roger e Santosh, 2002 e 2004; Zhao et al., 2004).

Scandolaro et al., (2014) com base no ambiente geodinâmico proposto para o Arco Magmático Juruena (1,8 a 1,74 Ga), sugerem que o intervalo de idades do período acrescionário que deu origem ao supercontinente Columbia (NUNA) seja revisto e estendido até próximo de 1,74 Ga.

Bispo-Santos et al., (2012) também propõem que a duração deste supercontinente seja revista com base em estudos de paleomagnetismo e em idades Ar-Ar em biotitas de 1420 Ma de uma série de diques (Intrusivas Máficas Nova Guarita) na região de Peixoto de Azevedo, extremo leste do Domínio Vulcânico.

8.5 Litogeoquímica e ambiente geodinâmico do magmatismo máfico

As rochas do Grupo Colíder são compostas por basaltos, basaltos andesíticos e andesitos subalcalinos da série toleítica. Apresentam grande dispersão nos diagramas binário, concentração baixas de MgO, TiO₂, Fe₂O₃ e MnO e elevadas de SiO₂, K₂O, Al₂O₃ e Sr refletindo mineralogia com mais rica em plagioclásio em detrimento do piroxênio (Hall, 1996).

O padrão dos elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito, ao manto primitivo e os diagramas multielementares normalizados ao MORB (*mid ocean ridge basalts*) das rochas máficas mostram fracionamento pequeno entre ETR leves e pesados, com pequenas anomalias

negativas de Eu e fortes anomalias negativas de Nb e Ta. Anomalias negativas destes dois elementos é uma assinatura de magmas contaminados por crosta continental e de magmas relacionados a ambiente de subducção. Neste último caso herdado de material sedimentar subductado (Wilson, 1989).

O enriquecimento em Sr, K, Rb e Ba e ETR leves é entendido como adição de um componente rico nestes elementos, no caso crosta oceânica subductada que enriquece a fonte lherzólítica na cunha mantélica (Thompson et al. 1984).

O comportamento observado nos diagramas é muito similar ao de magmas gerados em ambiente de subducção, mas também similar a de basaltos gerados em zonas intraplaca. Distinguem destes últimos por apresentarem anomalia positiva de Ba, o que torna estas rochas correlacionais aos ambientes relacionados a subducção (Hole et al., 1984).

Na tentativa de discriminação do ambiente geodinâmico de formação destas rochas foi utilizado um diagrama que utiliza razões entre elementos traços (Th/Yb *versus* Ta/Yb) com objetivo de eliminar variações em virtude do grau de fusão parcial e de cristalização fracionada de Pearce et al., (1984). Neste diagrama as rochas máficas do Grupo Colíder plotam no campo dos basaltos de margem continental ativa.

9. CONCLUSÕES

As rochas da Suíte Intrusiva Paranaíta e do Grupo Colíder formam um par plutonovulcânico com idade de cristalização em torno de 1,8 Ga, que configuram o Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena.

As assinaturas químicas calcioalcalinas de alto-K (granitos KCG) sugerem que os granitos e rochas vulcânicas ácidas do Domínio Vulcânico foram formados em um ambiente geodinâmico distal com relação à margem cratônica (Província Tapajós-Parima). Em razão desta variável química foram costumeiramente associadas a: (1) Fragmentação do Supercontinente Columbia - NUNA em 1,8 Ga (2) A estágio tardi-orogênico ou pós-orogênico do Arco Magmático Juruena.

Conclui-se, no entanto que ambos os modelos apresentam contradições.

(1) Assumindo a tafrogenêse Supercontinente Columbia - NUNA seria esperado encontrar a sudoeste do Domínio Vulcânico rochas com idade de cristalização do bloco fragmentado (Província Tapajós-Parima). Adicionalmente trabalhos recentes de geocronologia e paleomagnetismo de diques vêm demonstrando que a tafrogenêse do supercontinente Columbia - NUNA foi posterior a 1,8 Ga.

(2) O conjunto de idades do Domínio Vulcânico inclui as idades mais antigas do Arco Magmático Juruena, sendo assim, estas rochas não podem ser relacionadas a um magmatismo pós ou mesmo tardi-orogênico com relação a este arco.

Com base nos resultados, o mais adequado até o momento, é considerar o Domínio Vulcânico como o cinturão vulcânico do Arco Magmático Juruena.

Esta interpretação é embasada pela organização espacial da unidade, pelo volume de depósitos vulcanoclásticos ácidos com intrusões graníticas epizonais associadas, pelos intervalos de idades modelo Sm-Nd e valores de ϵ_{Nd} idênticos aos das rochas que formam o Arco Magmático Juruena (Complexo Juruena e do Domínio Vulcânico), pela presença dos restos de rochas supracrustais e de crosta oceânico do Complexo Bacareí-Mógno e pelo modo de ocorrência das mineralizações auríferas sinplutônicas tipo epitermal-pórfiro que ocorrem ao longo da Província Aurífera de Alta Floresta.

As características químicas dos elementos terras raras e traços das rochas máfica a félsicas do Domínio Vulcânico também são indicadores do ambiente geodinâmico de formação, pois mostram claramente a influência de fluídos de zona de subducção que enriquecem o manto

litosférico subcontinental e o envolvimento de crosta continental subordinada na petrogênese destes magmas.

As idades T_{DM} e valores de ϵ_{Nd} mostram que existem duas fontes magmáticas com assinaturas isotópicas Sm-Nd distintas para o Arco Magmático Juruena. A mais antiga com idades T_{DM} entre 2,3 a 2,1 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos na ordem de -1,5, e outra mais juvenil, com idades T_{DM} entre 2,0 a 1,9 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ positivos na ordem de +1,0. No futuro, com o incremento na qualidade e quantidade de dados geocronológicos talvez seja possível correlacionar a fonte juvenil às rochas com idades de cristalização mais recentes, conseqüentemente a um magmatismo tardi ou pós-tectônico dentro do Domínio Vulcânico. Este conhecimento permitiria a definição mais precisa de épocas metalogenéticas e uma interpretação mais acurada sobre o magmatismo do Domínio Vulcânico. Resultaria em uma base mais aprimorada, com relação a que este trabalho atual, para a compreensão dos sistemas minerais e desenvolvimento de modelos de exploração preditivos na escala de distrito.

Ressalta-se que se deve restringir a utilização dos termos, seja, suíte intrusiva, magmatismo, grupo ou plutovulcanismo Teles-Pires para corpos estritamente anorogênicos não mineralizados e coberturas vulcânicas com idades em torno de 1,78 Ga que afloram no interior da Província Tapajós-Parima. Do mesmo modo, só é apropriado classificar como Grupo Roosevelt as rochas vulcânicas que ocorrem inseridas no Complexo Juruena, em bacias de *foreland* com relação ao Arco Magmático Juruena.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acevedo A.A.A. (2014). Geocronologia do Sistema Hidrotermal do Depósito Aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 81p.
- Almeida F.D., Martín C., Ferreira E.O., Furque G. (1978). Tectonic map of South America 1: 5.000. 000 explanatory note. MME, DNPM, Brasília.
- Alves, C. L., Sabóia A. M., Scandolaro, J. E., Ribeiro, P. S. E., Martins, E. G. (2013). Magmatismo Tipo A-2 Colíder-Pium no SE do Cráton Amazônico, Província Rondônia-Juruena - MT: litoquímica e geocronologia. In Contribuições a Geologia da Amazônia. v.8 pg. 26-44.
- Amaral G. (1974). Geologia pré-cambriana da região Amazônica (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Assis, R.R., (2011), Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 456 p.
- Bachmann, O., Charlier, B. L. A., and Lowenstern, J. B. (2007). Zircon crystallization and recycling in the magma chamber of the rhyolitic Kos Plateau Tuff (Aegean arc). *Geology*, 35(1), 73-76.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626.
- Barros, M. A. D. S. A., Júnior, F. C., Nardi, L. V. S., and Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 11-23.
- Basei M.A.S. (1977). Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Bettencourt, J. S., Leite, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., and Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28-46.
- Bierlein, F. P., Groves, D. I., and Cawood, P. A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens—the connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, 36(4), 282-292.
- Biondi, J. C., Santos, R. V., and Cury, L. F. (2013). The Paleoproterozoic Aripuanã Zn-Pb-Ag (Au, Cu) Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso, Brazil: Geology, Geochemistry of Alteration, Carbon and Oxygen Isotope Modeling, and Implications for Genesis. *Economic Geology*, 108(4), 781-811.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I., Elming, S. Å., Janikian, L., Vasconcelos, P. M., ... and Barros, M. A. (2012). Tectonic implications of the 1419Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, 196, 1-22.
- Bonin, B. (1990). From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25(3-4), 261-270.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., and Webb, P. C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413-426.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1):1-16.
- Cawood, P. A., and Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82(3), 217-256.
- Cordani, U. G., and Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 2007, 297-320.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., and Trindade, R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15(3), 396-407.
- Czarnota, K., Blewett, R. S., and Goscombe, B. (2010). Predictive mineral discovery in the eastern Yilgarn Craton, Western Australia: an example of district scale targeting of an orogenic gold mineral system. *Precambrian research*, 183(2), 356-377.
- De Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., and Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 47-63.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86:10470-10488.

- Duarte T.B., Rodrigues J.B., Ribeiro P.S.E. and Scandola J.E. (2012). Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.
- Forman (1972). Geo Mineração Ltda, and Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia. Divisão de Recursos Minerais. (1972). Pesquisa mineral no Iriti/Curuá: relatório preliminar. Divisão de Documentação.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., and Galley, A. G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 98, 523-560.
- Gióia S.M.C.L and Pimentel M.M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219-245.
- Groves, D. I., Condie, K. C., Goldfarb, R. J., Hronsky, J. M. A., and Vielreicher, R. M. (2005). Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100(2), 203-224.
- Groves, D. I., & Bierlein, F. P. (2007). Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society*, 164(1), 19-30.
- Hannington, M. D., de Ronde, C. D., and Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems.
- Hoffman, P. F. (1989). Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, 17(2), 135-138.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F., and Tarney, J. (1984). Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 453-472.
- Janousek, V., Farrow, C. M., and Eerban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M., Snee, L. W., Silva, R. H. C., Monteiro, L. V., ... and Neto, A. A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1), 95-125.
- Kerrick, R., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P. (2005). Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic geology*, 100, 1097-1136.
- Lacerda Filho, J. V. (2004). *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1000.000*. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Large, R. R. (1992). Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, 87(3), 471-510.
- Leahy, K., Barnicoat, A. C., Foster, R. P., Lawrence, S. R., & Napier, R. W. (2005). Geodynamic processes that control the global distribution of giant gold deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 248(1), 119-132.
- Lipman, P. W. (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3(1), 42-70.
- Ludwig K.R. 2009. *Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No 4.
- Magoon, L. B., & Dow, W. G. (1994). The petroleum system. *The petroleum system—From source to trap: AAPG Memoir*, 60, 3-24.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618.
- McCuaig, T. C., Beresford, S., & Hronsky, J. (2010). Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system. *Ore Geology Reviews*, 38(3), 128-138.
- Metcalfe, R. V. (2004). Volcanic-plutonic links, plutons as magma chambers and crust-mantle interaction: a lithospheric scale view of magma systems. *Geological Society of America Special Papers*, 389, 357-374.
- Miguel, Jr.E., (2011) *Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão, Província aurífera de Alta Floresta - MT: controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 86 p.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., & Mapes, R. W. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532.

- Neder, R. D., Leite, J. A. D., Figueiredo, B. R., and McNaughton, N. J. (2002). 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U–Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research*, 119(1), 171-187.
- Paes de Barros, A. J. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo-Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas-Província Aurífera Alta Floresta (MT). Universidade Estadual de Campinas-Instituto de Geociências. Campinas, SP. Tese de doutorado.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E. (2003). U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.
- Pirajno, F., & Santosh, M. (2014). Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*.
- Prado, S. E., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C., Pierosan, R. (2013). Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):101-116.
- Ribeiro P.S.E. and Duarte T.B. (2010). Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515-1533.
- Rizzotto, G. J., Quadros, M. L. E. S., Silva, L. C., Armstrong, R., and Almeida, M. (2002). O Granito Aripuanã: datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 41, p. 469).
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C, Ferreira R.B.C, Lopes R.C, Cordeiro A.V. (2004). Folha SC.21-Juruena. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A (eds). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. 46 folhas. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala 1:1.000.000. 41 CD-ROM.
- Rogers, J. J. (1996). A history of continents in the past three billion years. *The journal of geology*, 91-107.
- Rogers, J. J., and Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1), 5-22.
- Rogers, J. J., and Santosh, M. (2004). Continents and supercontinents. *Gondwana Research*, 7(2), 653.
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2002). Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton: evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 409-429.
- Santos, J. O. S., Van Breemen, O. B., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2004). Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131(1), 73-109.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.
- Sato, K., and Tassinari, C. C. G. (1997). Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *Contribuições à geologia da Amazônia*, 1, 91-142.
- Scandolara, J. E. (2006). Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás, Aguapéi, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Brasília, 2006, 383 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

- Scandolaro, J. E., Ribeiro, P. S., Frasca, A. A., Fuck, R. A., and Rodrigues, J. B. (2014). Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespour suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 20-49.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., ... and Barton, M. D. (2005). Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 29, 251-298.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Silva, F. R., Barros, M. A. S. A., Pierosan, R., Pinho, F. E. C., Rocha, M. L. B. P., Vasconcelos, B. R., and Rocha, J. (2014). Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos de região de Peixoto de Azevedo - Província Aurífera de Alta Floresta-MT. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3).
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Salum, O. A. L., Dall'Agnol, R., and Basei, M. A. S. (1974). Esboço geológico de parte da Folha SC. 21 Juruena. In *Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 28, pp. 309-320)*.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. D., Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. D. S., Tassinari, C. C. G., and Fernandes, C. A. C. (1980). Folha SC. 21 Juruena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.
- Silva, M. G., and Abram, M. B. (2008). Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.*
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., and Oliveira, C. C. (2005). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN e Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta (Relatório Integrado). PLGB. CPRM, 159.*
- Tassinari, C. C. G. (1996). O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos (Doutoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Tassinari, C. C., and Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C. C. G., and Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, 471-485.
- Thompson, J. F. H., Sillitoe, R. H., Baker, T., Lang, J. R., and Mortensen, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34(4), 323-334.
- Vasquez, M. L., Ricci, P. D. S. F., & Klein, E. L. (2002). Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, 67-83.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém, CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.
- Wilson, B. M. (1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science and Business Media.
- Woodall, R. (1994). Empiricism and concept in successful mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 41(1), 1-10.
- Wyborn, L. A. I., Heinrich, C. A., & Jaques, A. L. (1994, August). Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria. In *The AusIMM Annual Conference (Vol. 1994, pp. 109-115)*.
- Xavier, R. P., Assis, R. R. A., Creaser, R., and Barros, A. J. (2013). Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta Gold Province: evidence from pyrite and molybdenite, re-os isotopic dating. *13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.*
- Zhang, S., Li, Z. X., Evans, D. A., Wu, H., Li, H., and Dong, J. (2012). Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 353, 145-155.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., and Li, S. (2004). A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67(1), 91-123.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, R., and O'Hara, M. J. (1984). An Assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514), 549-590.

Anexo:

A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data.

Tiago B. Duarte ^{a,*}, Roberto P. Xavier ^b, Joseneusa B. Rodrigues ^c

^a *Geological Survey of Brazil (CPRM), Setor Marista, 148, CEP 74170-110 Goiânia, GO, Brazil*

^b *Geoscience Institute, University of Campinas (UNICAMP), Rua João Pandiá Calógenas 51, CEP 13083-870, Campinas, SP, Brazil*

^c *Geological Survey of Brazil (CPRM), SGAN 603, 1º Andar, CEP 70803-100, Brasília, DF, Brazil*

A review of the geodynamic setting of the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain in the SW of the Amazon Craton - Brazil based on geology, geochemistry, U-Pb and Sm-Nd data.

Tiago B. Duarte ^{a,*}, Roberto P. Xavier^b, Joseneusa B. Rodrigues^c

^a Geological Survey of Brazil (CPRM), Setor Marista, 148, CEP 74170-110 Goiânia, GO, Brazil

^b Geoscience Institute, University of Campinas (UNICAMP), Rua João Pandiá Calógenas 51, CEP 13083-870, Campinas, SP, Brazil

^c Geological Survey of Brazil (CPRM), SGAN 603, 1º Andar, CEP 70803-100, Brasília, DF, Brazil

Abstract

In the SW of the Amazon Craton, along the border between the Tapajós-Parima (2.0 - 1.88 Ga) and the Rondônia-Juruena (1.82 - 1.74 Ga) geochronological provinces outcrop an association of volcanic rocks with epizonal granitic plutons which shape a volcanic belt with more than 600 Km long. These rocks host several gold mineralization occurrences configuring the Alta Floresta Gold Province, a major Brazilian metallogenic province.

This set of rocks, named in this work as Volcanic Domain has been the target of several studies due to its economic importance and for understanding the geodynamic evolution between the SW Amazon Craton provinces. The results are key factors for district scale targeting in mineral systems, approach that may be applied for the region.

Several studies in the area generated a mixed bibliography, with three distinctive geodynamic models proposed for the Volcanic Domain magmatism. Also in these publications, different names are given to lithostratigraphic units, which make its understanding even more complex.

The first model admits that the Volcanic Domain magmatism, named Teles-Pires (with group, magmatism or volcanoplutonism designations), is result of fragmentation process that characterize the Columbia or NUNA tafrogenesis in around 1.8 Ga.

The second model comprise the Volcanic Domain as an accretionary margin volcanic belt, develop around 1.8 Ga above the Tapajós-Parima Province that worked as an active continental margin, setting the Juruena Magmatic Arc. The lithostratigraphic units related to this interpretation are named Colíder Group (volcanics) and Paranaíta Intrusive Suite (granites) or volcano-plutonism Paranaíta-Colíder.

In turn, the third model admits the Volcanic Domain as a tardi to post-orogenic magmatism developed in an extensional regime, in the Juruena Magmatic Arc context.

In this work the interpretations are presented and discussed, integrating the geological mapping, litogeochemistry and isotopic geochronological U-Pb and Sm-Nd results with the previous available data. It is propose a geodynamical model, similar to the second described, which interpret the Volcanic Domain as the result of continental arc magmatism in an accretionary environment.

This interpretation is grounded by a set of results: (1) Volcanic Domain spatial arrangement in the shape of a volcanic belt; (2) The large volume of volcanoclastic deposits with associated epizonal granitic intrusions; (3) Rock chemistry signature that configures an expended suite of rocks, ranging from sub-alkaline mafic terms to high-K calc-alkaline acid terms, with REE and trace element pattern similar to sources from subcontinental lithospheric mantle enriched with subduction zone fluids and subordinate involvement of continental crust; (4) Crystallization and T_{DM} ages ranging between 1820 to 1780 Ma and 2.40 to 1.84 Ga, respectively, with $\epsilon_{Nd(t)}$ values ranging between -3.90 to +2.50, results that overlap with the U-Pb and Sm-Nd isotopic data from the Juruena Magmatic Arc rocks; (5) The occurrence of epithermal-porphyry Au systems along the Alta Floresta Gold Province with ages that are compatible with the Volcanic Domain magmatism period.

Keyword: Amazon Craton, Rondônia-Juruena Province, Volcanism, Litogeochemistry, Geochronology

* Corresponding author. Tel.: +55 (62) 32401447. E-mail address: tiago.duarte@cprm.gov.br (T.B. Duarte).

1. Introduction

Works focused in the geotectonic evolution of the southwestern Amazon Craton Proterozoic provinces (Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena and Sunsás) (Santos et al., 2008) consolidate a broad geodynamic model based on the accretion of successive magmatic arcs since approximately 2.0 Ga, until the end of the Mesoproterozoic. (Cordani et al., 1979; Cordani and Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Santos et al., 2000; Tassinari and Macambira 1999 and 2004; Cordani and Teixeira 2007; Santos et al., 2008).

These successive oceanic crust subduction and continental accretion events, ruled by soft collision processes as evidenced by Cordani and Teixeira (2007), culminate with the Supercontinent Columbia or NUNA (Hoffman, 1997; Rogers and Santosh, 2002) and Rodinia (Greenville orogeny) assembly in 1.8 and 1.0 respectively (Cordani et al., 2009).

In accretionary arc environments dominated by soft collision processes crustal thickening, major continental uplift, as seen in large mountain ranges as Himalayas and the exhumation of deep crustal layers are minimized, allowing volcanic covers and epizonal rocks to be preserved (Cordani and Teixeira, 2007; Juliani et al., 2005).

With that in mind, in the southwest of the Amazon Craton, Mato Grosso State extreme north to northwest, a NW-SE belt with approximately 600 Km long composed by Paleoproterozoic volcanic and plutonic rocks crops out. This linear belt defines the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain (Duarte et al., 2012).

Tassinari (1996), Sato e Tassinari (1997) and Tassinari and Macambira (1999), based upon mobilistic theories and isotopic Rb-Sr (whole rock) results suggested a dynamic evolutionary model initiated in the Archean, considering crustal fragments agglutination and juvenile accretion, ordering the Amazon Craton in structural and geochronological provinces (Fig. 1a). The final amalgamation of these diverse land masses in the end of the Mesoproterozoic, during the Greenville orogeny (1450 to 1100 Ma), gave rise to a large craton, the Rodinia Supercontinent.

Santos et al., (2000, 2004, 2008) from U-Pb geochronological (zircon) data and based on existing Brazilian Geological Survey geologic maps (Bahia and Quadros, 2000; Almeida et al., 2000; Klein and Vasquez, 2000; Vasquez and Klein, 2000; Ferreira et al., 2000) proposed a reorganization to the Amazon Craton provinces, modifying the limits between the provinces and their age ranges (Fig. 1b). This work uses Santos et al., (2008) Amazon Craton provinces nomenclatures to contextualize the regional geology.

The crystallization age range assumed for the Tapajós-Parima Province rocks is between 2.03 to 1.88 Ga and for Rondônia-Juruena rocks 1.82 to 1.54 Ga. That is important to mention taking in account that the 1.8 Ga Volcanic Domain occurs in intermediate position between distinctive geochronological provinces on both mentioned Amazon Craton Provinces arrangement schemes. (Fig. 1a and Fig. 1b).

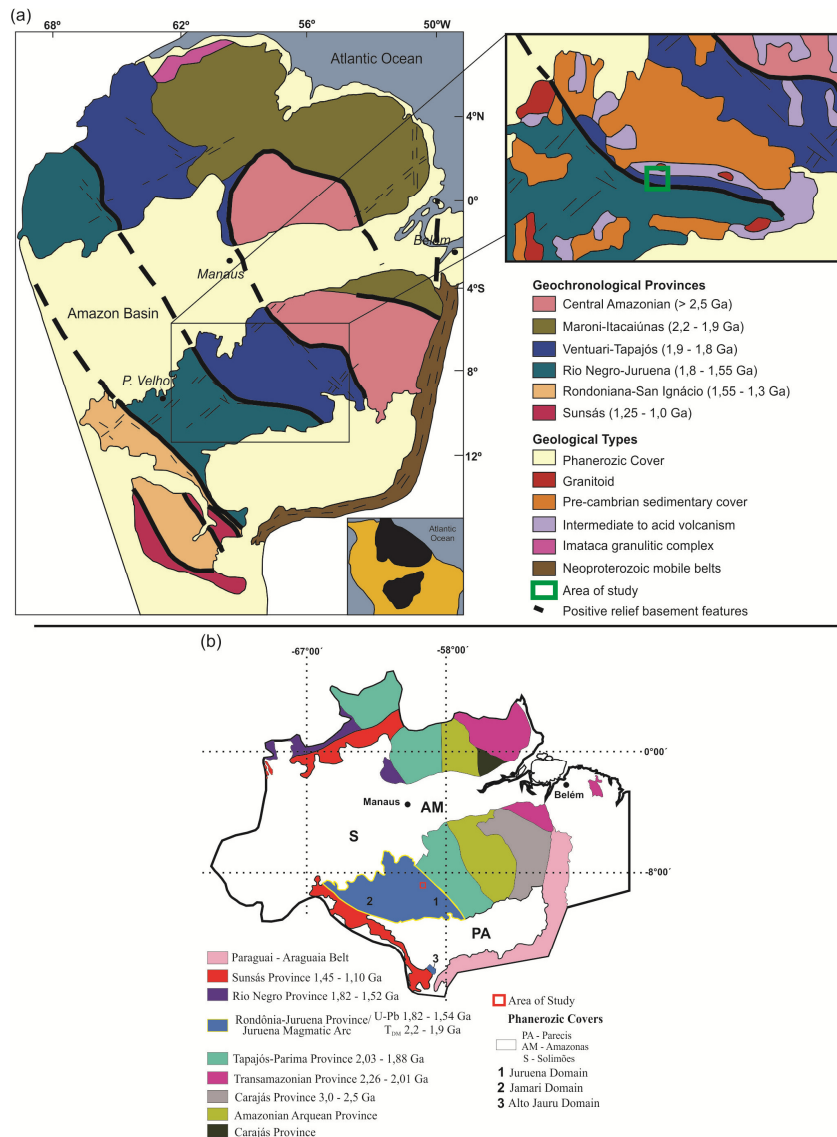


Fig. 1. Setting of the area of study within the Amazon Craton most widely used Geotectonic/Geochronological Provinces representation schemes. (a) Amazon Craton Geochronological Provinces scheme (modified from Tassinari and Macambira, 1999) with a detailed map for SW part of the Craton; and (b) Amazon Craton Geochronological Provinces scheme modified from Santos et al., 2008.

In addition to the spatial arrangement a set of Volcanic Domain characteristics refer to the existence of a continental volcanic belt in the region (Santos et al., 2000, 2004, 2008; Souza et al., 2005). (1) Large volume of pyroclastic deposits; (2) Ring shaped structures indicating volcanic calderas; (3) Presence of rocks from tholeiitic, calc-alkaline to high K calc-alkaline series (Souza et al., 2005; Barros et al., 2009); (4) The oldest Rondônia-Juruena crystallization ages (1800 Ma) (JICA/MMAJ, 2000, 2001; Pinho et al., 2003; Barros et al., 2009; Duarte et al., 2012); (5) Depleted mantle Sm-Nd model ages between 2.3 to 1.9 Ga suggesting the recycling of Tapajós-Parima continental crust (JICA/MMAJ, 2000, 2001; Pinho et al., 2003; Souza et al., 2005; Santos et al., 2008; Ribeiro and Duarte, 2010; Teixeira et al., 2010); and (6) The

occurrence of numerous epithermal-porphyry gold systems associated with epizonal granites (JICA/MMAJ, 2000, 2001; Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Moura et al., 2008; Silva and Abram, 2008; Assis, 2011; Barros, 2007; Acevedo et al., 2014).

Besides the amount of published works a unifying geodynamic evolutionary model for the Volcanic Domain is still not consolidated. The crucial factor is whether the Volcanic Domain is related to accretionary processes that shaped the Juruena Magmatic Arc (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005; Santos et al., 2008; Duarte et al., 2012) or to extensional post-orogenic to anorogenic tectonics related to the Tapajós-Parima geotectonic evolution (Tassinari and Macambira, 1999; Pinho et al., 2003; Cordani and Teixeira, 2007; Cordani et al., 2009; Barros et al., 2009).

The definition of the Volcanic Domain geotectonic environment is a key variable to comprehend how mineral systems are arranged in space and time (Czarnota et al., 2010). In continental arc geodynamic environments, during phases of continental assembly, epithermal-porphyry systems show a marked tendency to occur parallel to orogenic belts that vary from hundreds to thousands of kilometers in extension (Seedorff et al., 2005; Groves et al., 2005; Bierlein, 2009; Sillitoe, 2010; Groves and Bierlein, 2014; Pirajino and Santosh, 2014).

Similar to that, in the Volcanic Domain, there are innumerable primary gold occurrences that define clusters. Some of these have been exploited by artisanal miners and a few miner industries since the 1980's, making the Volcanic Domain to achieve the status of Alta Floresta Gold Province - PAAF (Miguel Jr., 2011).

This work carried out in a west sector of the Volcanic Domain (Fig. 2) put together recent geological mapping, petrology, litogeochemistry, U-Pb (zircon) geochronology and whole rock Sm-Nd data. The main goal is to comprehend the geodynamic processes and time intervals that formed the Volcanic Domain, to establish foundations based upon the discussion of geological factors that allow appointing it in the context of the Amazon Craton geochronological provinces arrangement (Tapajós-Parima with Rondônia Juruena) in an attempt to provide a more accurate division between these provinces in the area of study. Doing so will provide essential data to improve comprehension about the mineral systems and future exploration scale district predictive models for the Alta Floresta Gold Province.

2. Juruena Magmatic Arc geology and evolution

Based on recent geochronology data and according to the current tectonic evolution model, the convergent orogeny that shaped the Juruena Magmatic Arc (Fig. 2) started in about 1820 Ma ago. Compressive movements from SW to NE displaced an oceanic crust (Bacaerí-Mogno Complex) in the direction of an already stabilized Tapajós-Parima Province (cratonic margin), resulting in plate subduction and consumption (Santos et al., 2000; Souza et al., 2005).

The interaction between mantle and crustal sources in this accretionary environment generated hybrid magmas evidenced by rocks with ϵ_{Nd} values ranging between slightly negative and positive (Santos et al., 2000; Pinho et al., 2003; Souza et al., 2005; Cordani and Teixeira, 2007; Barros et al., 2009; Ribeiro and Duarte, 2010). In the area, the rocks related to the early stages of the subduction are arranged in the shape of a volcanic belt composed by hypohabissal granites from Paranaíta Intrusive Suite (1808 to 1769 Ma) and volcanic/volcanoclastic rocks from Colíder Group (1803 to 1766 Ma) (JICA/MMAJ, 2000, 2001; Ribeiro and Duarte, 2010; Duarte

et al., 2012). This volcanic domain well preserved from strong ductile deformation, was also characterized by Pinho et al., 2003 and Barros et al., 2009 and designated as Teles-Pires Group undeformed domain.

To the east of the work area, in the Peixoto de Azevedo and Alta Floresta region (Fig. 2), volcanic rocks associated to granites yielding ages around 1780 to 1750 Ma are also recognized, including the Pium Granite (Alves et al., 2013), Terra Nova Granite (Prado et al., 2013) and Peixoto Granite (Silva et al., 2014). These rocks A-type magmatism signature (Whalen et al., 1987), assigned to a back-arc position in a post-collisional to anorogenic period of the Juruena Magmatic Arc and attributed to the Teles-Pires magmatism (Silva et al., 1980; Pinho et al., 2003; Lacerda Filho, 2004; Silva and Abram 2008).

The Volcanic Domain is found in tectonic contact along a transpressional WNW-ESE trending sinistral shear zone with a medium to high grade degree metamorphic rocks of the Juruena Complex (Ribeiro and Duarte, 2010; Duarte et al., 2012) or the Teles-Pires Group (Barros et al., 2009). It contains remaining fragments from oceanic crust denominated as Bacareí-Mogno Complex (Sm-Nd isochronic age of 2.24 Ga $\epsilon_{Nd(t)} +2.5$) and predominantly plutonic rocks with ages ranging from 1787 to 1764 Ma. This complex comprises the Vitória Plutonic Suite (1787 to 1765 Ma), São Pedro (1796 to 1730 Ma) and São Romão (1780 to 1770 Ma) granites and the Vespôr Mafic Suite (1773 to 1764 Ma). Disperse volcanic rocks in the Juruena Complex, apparently filling retro arc type basins are included in the Roosevelt Group (1772 to 1740 Ma) (Fig. 2).

The geological episode that imprinted the high grade deformation in the Juruena Magmatic Arc was the collisional Quatro Cachoeiras orogeny (Rizzotto et al., 2004; Santos et al., 2008). In the southwest of the area, closer to the suture, this orogeny is identified by metamorphic ages around 1640 Ma, obtained in overgrowth zircon rims in samples from the Jamari Complex (Rondônia) and also by granulite facies metamorphosed rocks. After that in the Mesoproterozoic, occurred the post-collisional granitogenesis from Serra da Providência Suite (1605 to 1505 Ma) (Tassinari et al., 1984).

Other events recorded in the regional stratigraphy are graben type basins, related to Sunsás-Aguapeí orogeny, filled by Beneficente Group sediments and the Piranhas dike swarm in early Paleozoic (Santos et al., 2002; Duarte et al., 2012).

The field geology aspects and the geochronological results obtained from rocks samples collected in the area of study and vicinity permitted associate locally their tectonic evolution to that denominated by Souza et al., (2005) as Juruena Magmatic Arc and regionally as part of the Rondônia-Juruena Province.

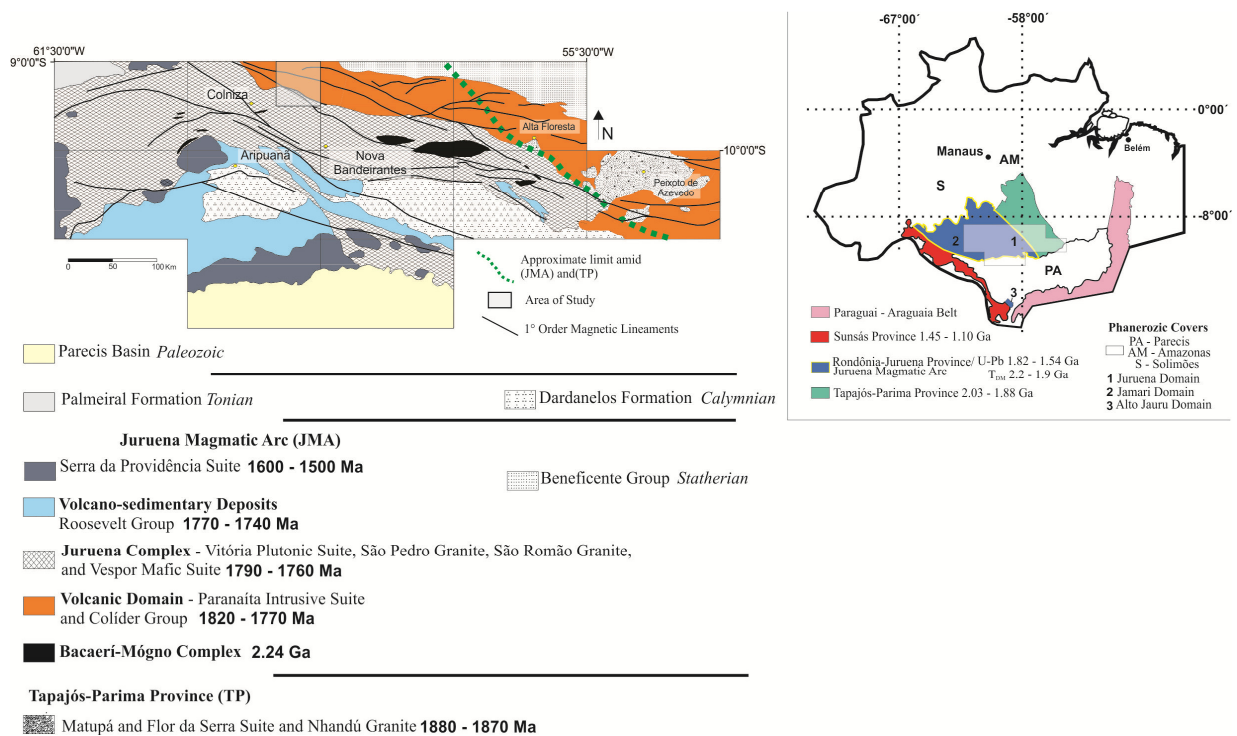


Fig. 2. Geotectonic map from the SW of the Amazon craton representing the lithostratigraphic units that compound the Juruena Magmatic Arc and its setting among the Provinces of the Amazon Craton (right figure) Santos et al., (2008). The dotted green line infers the approximate limit between the Juruena Magmatic Arc (JMA) and the Tapajós-Parima Province (TP) (modified from Ribeiro and Duarte, 2010).

3. Previous U-Pb (zircon) crystallization ages

A number of works performed in the Tapajós-Parima Province and Juruena Magmatic Arc employed geochronological U-Pb (zircon) analyses to improve lithostratigraphic and geodynamic evolution statements and interpretations for this SW Amazon Craton region (Santos et al 2000; JICA/MMAJ, 2000, 2001; Néder, 2002; Pinho et al., 2003; Souza et al., 2005; Silva and Abram, 2008; Ribeiro and Duarte, 2010; Alves et al., 2013; Acevedo et al., 2014) among others. The obtained results for correlate Volcanic Domain and Juruena Complex units were gathered in Table 1 and Table 2 to complement new data presented here, in order to provide reasoned discussion and conclusions.

Table 1.

Volcanic Domain and Juruena Complex (Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) U-Pb (zircon) isotopic dating results data set from bibliography.

| Colider Group | | | | | | |
|----------------------------------|------------------|-----------------|------------------|------------------------|--------------|--------------------------|
| Sample | Longitude | Latitude | Rock | Crist. Age (Ma) | Error | Analytical Method |
| Fi-05 ⁽¹⁾ | -59.12 | -9.00 | mafic tuff | 1797 | 5 | U-Pb ID TIMS |
| GM-008 ⁽²⁾ | -53.97 | -10.52 | riolite | 1792 | 8 | U-Pb ICP-MS-LA |
| F2001 ⁽¹¹⁾ | -56.65 | -9.51 | riolite | 1786 | 17 | U-Pb TIMS |
| MA-004 ⁽³⁾ | -57.05 | -9.35 | porphyry riolite | 1785 | 6.3 | U-Pb ICP-MS-LA |
| GM-080 ⁽⁴⁾ | -55.04 | -10.88 | monzogranite | 1781 | 8 | U-Pb SHRIMP |
| B-04 ⁽¹⁾ | -59.06 | -8.96 | basalt | 1776 | 3 | U-Pb ID TIMS |
| WB-08 ⁽¹⁾ | -59.07 | -8.97 | ignimbrite | 1774 | 2 | U-Pb ID TIMS |
| B-01 ⁽¹⁾ | -59.02 | -8.96 | riolite | 1770 | 8 | U-Pb ID TIMS |
| Paranaíta Intrusive Suite | | | | | | |
| Sample | Longitude | Latitude | Rock | Crist. Age (Ma) | Error | Analytical Method |
| F2005 ⁽¹¹⁾ | -57.37 | -9.41 | granite | 1819 | 6 | U-Pb ID TIMS |
| MA-12A ⁽³⁾ | -55.94 | -9.82 | monzogranite | 1808 | 14 | U-Pb ICP-MS-LA |
| F2002 ⁽¹¹⁾ | -56.66 | -9.45 | granodiorite | 1803 | 16 | U-Pb ID TIMS |
| P29 ⁽¹⁾ | -59.12 | -9.15 | monzogranite | 1803 | 3 | U-Pb ID TIMS |
| F2003 ⁽¹¹⁾ | -56.60 | -9.51 | monzogranite | 1801 | 8 | U-Pb ID TIMS |
| TD-151 ⁽⁵⁾ | -59.30 | -9.03 | porphyry granite | 1797 | 14 | U-Pb ICP-MS-LA |
| CC-21 ⁽⁶⁾ | -56.18 | -9.87 | porphyry granite | 1793 | 6 | U-Pb ID TIMS |
| Sample 25 ⁽⁷⁾ | -58.57 | -9.14 | microgranite | 1792 | 6 | SHRIMP |
| Sample 21 ⁽⁷⁾ | -58.57 | -9.14 | monzogranite | 1790 | 6 | SHRIMP |
| FR2 ⁽¹⁰⁾ | -55.05 | -10.24 | granodiorite | 1781 | 10 | SHRIMP |

Notes: ⁽¹⁾ Pinho et al., 2003; ⁽²⁾ Alves et al., 2012; ⁽³⁾ Silva and Abram (2008); ⁽⁴⁾ Souza et al., (2005); ⁽⁵⁾ Ribeiro and Duarte (2010); ⁽⁶⁾ Santos et al., (2000); ⁽⁷⁾ Acevedo et al., (2014); ⁽⁸⁾ Néder et al., (2002); ⁽⁹⁾ Souza and Abreu (2007); ⁽¹⁰⁾ Silva et al., 2014; ⁽¹¹⁾ JICA/MMAJ (2000) (2001). Results are ordered from the older to younger. All coordinates in geographic wgs84 datum.

Table 2.

Juruena Complex (Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) U-Pb (zircon) isotopic dating results data set from bibliography.

| Vitória Plutonic Suite | | | | | | |
|-------------------------------|------------------|-----------------|------------------|------------------------|--------------|--------------------------|
| Sample | Longitude | Latitude | Rock | Crist. Age (Ma) | Error | Analytical Method |
| PS-306 ⁽⁵⁾ | -61.32 | -9.45 | metagranodiorite | 1787 | 14 | U-Pb ICP-MS-LA |
| PS-042 ⁽⁴⁾ | -57.78 | -9.79 | metatonalite | 1785 | 8 | SHRIMP |
| MC-027A ⁽⁵⁾ | -59.13 | -9.42 | metatonalite | 1783 | 14 | U-Pb ICP-MS-LA |
| P-21 ⁽¹⁾ | -59.13 | -9.37 | metagranodiorite | 1765 | 4 | U-Pb TMIS |
| São Pedro Granite | | | | | | |
| Sample | Longitude | Latitude | Rock | Crist. Age (Ma) | Error | Analytical Method |
| CC-138 ⁽⁴⁾ | -62.89 | -13.15 | metamonzogranite | 1786 | 17 | SHRIMP |
| CC-158 ⁽⁴⁾ | -56.65 | -9.92 | metamonzogranite | 1784 | 17 | SHRIMP |
| WA-151 ⁽⁹⁾ | -57.74 | -10.95 | metamonzogranite | 1780 | 12 | U-Pb ICP-MS-LA |
| A4 ⁽¹⁾ | -59.37 | -9.27 | metamonzogranite | 1775 | 13 | U-Pb TMIS |
| A3 ⁽¹⁾ | -59.35 | -9.29 | metamonzogranite | 1774 | 4 | U-Pb TMIS |
| A8 ⁽¹⁾ | -59.29 | -9.39 | metamonzogranite | 1766 | 5 | U-Pb TMIS |
| P-25 ⁽¹⁾ | -59.12 | -9.35 | metamonzogranite | 1763 | 6 | U-Pb TMIS |
| 2 ⁽⁸⁾ | -59.54 | -10.08 | metamonzogranite | 1755 | 5 | SHRIMP |

Notes: (1) Pinho et al., 2003; (2) Alves et al., 2012; (3) Silva and Abram (2008); (4) Souza et al., (2005); (5) Ribeiro and Duarte (2010); (6) Santos et al., (2000); (7) Acevedo et al., (2014); (8) Néder et al., (2002); (9) Souza and Abreu (2007); (10) Silva et al., 2014; (11) JICA/MMAJ (2000) (2001). Results are ordered from the older to younger. All coordinates in geographic wgs84 datum.

4. Area of study geology results

Geological mapping at the 1:100,000 scale, petrography, geochemistry and isotopic analyses, allied with the interpretation of high resolution airborne gamma-spectrometry and magnetometry geophysics (Duarte and Lopes, 2015 in press), allowed this work to consolidate a refined geological map (Fig. 3), and a tectonic-stratigraphic framework in relation to the previous works available at the 1:250,000 scale (Ribeiro and Duarte 2010).

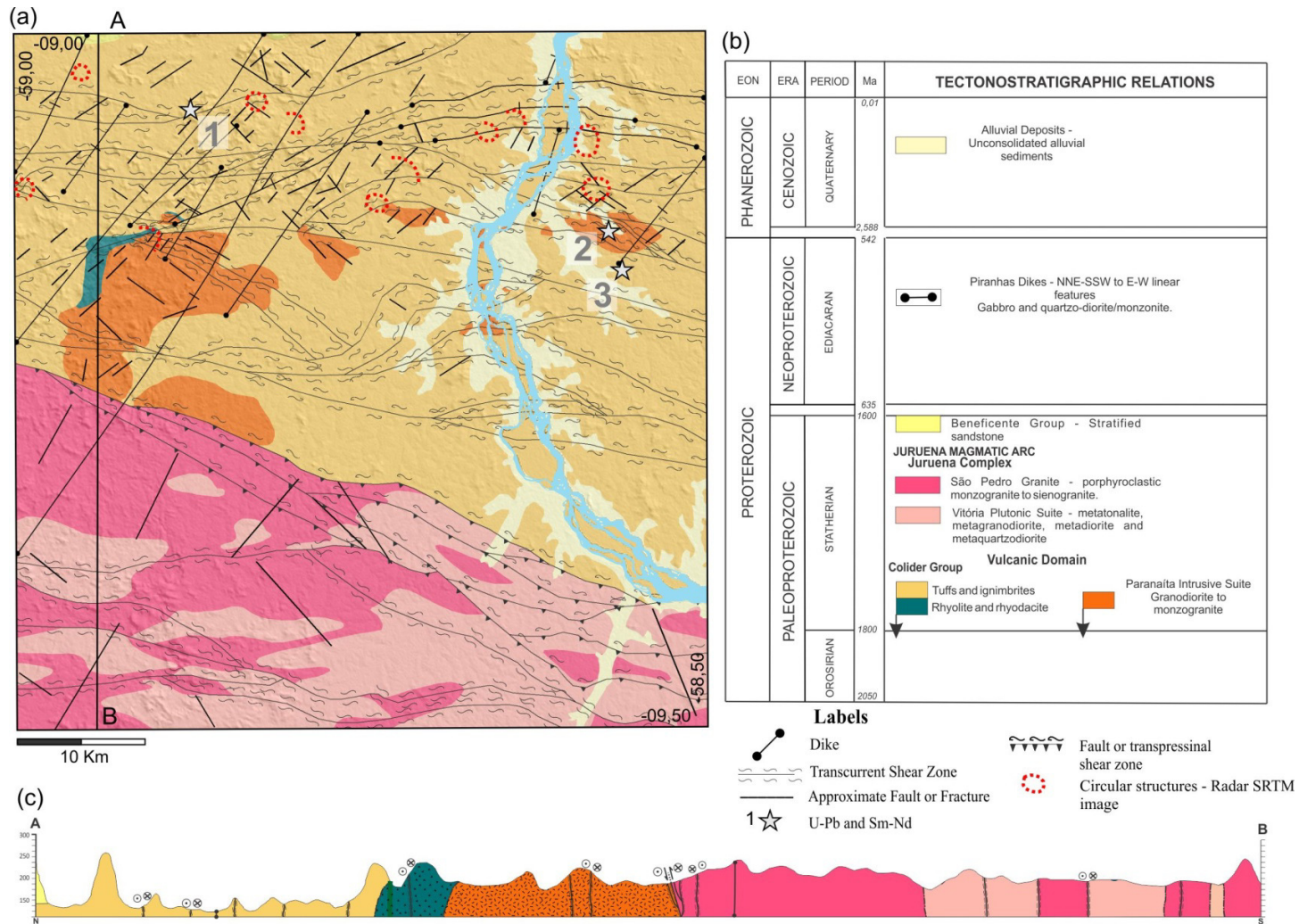


Fig. 3. (a) Geologic map of the studied area; (b) Tectonic-stratigraphic column with the mapped lithostratigraphic units; and (c) N-S geologic profile. Stars indicate the localization of the rock samples analyzed by U-Pb and Sm-Nd in this work. 1 TD-095 riodacite; 2 GR-001 microgranite GR-001A porphyry granite TD-T-050S porphyry granite TD-T-050AM microgranite; 3 TD-T-063K volcanoclastic. Sample TD-107 was collected outside of the mapped area. For localization and regional geology consult Fig.2 map.

4.1 Volcanic Domain

The rocks of the Volcanic Domain, comprising the Paranaíta Intrusive Suite and Colíder Group crops out in the northeastern of the study area (Fig. 3a). The Colíder Group includes silica rich pyroclastic deposits (ignimbrites) with subordinate andesitic basalt, dacite, rhyodacite and rhyolite while the Paranaíta Intrusive Suite gathers epizonal granites and gabbro. The effusive rocks are poorly exposed; however extensive magnetic anomalies indicate the presence of basic to intermediate bodies that may be related to those lithologies at shallow depths (Duarte and Lopes, 2015 in press).

The Paranaíta Intrusive Suite more representative outcrops of the area are located in the central position (Fig. 3a) whereas minor bodies are scattered throughout the area. Apparently these rocks crop out in places where the volcanoclastic deposits seem to be eroded and in intrusive apophyses in the volcanic cover.

Even though the Volcanic Domain does not show evidence of regional metamorphism it is affected by the regional ruptile-ductile tectonics. Wide transpressional and predominantly sinistral cataclastic shear zones, striking E-W to NW-SE, are commonly identified where schist and cataclastic bands are observed.

4.1.1 Colíder Group

The Colíder Group rocks were organized based on textural and compositional aspects in: (1) dacite, rhyodacite and rhyolite; (2) gabbro and andesite; and (3) volcanoclastic. The andesite and gabbro lithotypes differs from each other only in relation to the more coarse texture in the latter, since chemically they are alike.

Although it is not a major subject of this work, it is relevant to describe briefly the main petrographic aspects of the mineral assemblage of those related to hydrothermal alteration processes.

Dacite, rhyodacite and rhyolite are aphanitic, fine grained phaneritic, or micro-porphyrific, with quartz and plagioclase phenocrysts. The matrix has micro-poikilitic and commonly granophyric textures; when cryptocrystalline, devitrification features are identified. Phenocrysts, when present, are plagioclase, amphibole (hornblende) and quartz. In general, the plagioclase and the amphibole are pseudomorphs altered to a mass of unidentified clay minerals and sericite and biotite, chlorite and calcite respectively (Fig. 4a and Fig. 4b). Magnetite is found as an accessory mineral.

Most observed samples present micro-fractures and associated hydrothermal alteration with various degrees of metasomatism. These micro-fractures are filled with an association of sericite + epidote + quartz \pm pyrite \pm chalcopyrite or calcite \pm pyrite \pm chalcopyrite. Also, a more pervasive, intergranular hydrothermal alteration is identified and composed of an ultrafine sericite and iron oxide with disseminated sulfides. This pervasive and regional hydrothermal alteration process gives the rocks a characteristic reddish coloration.

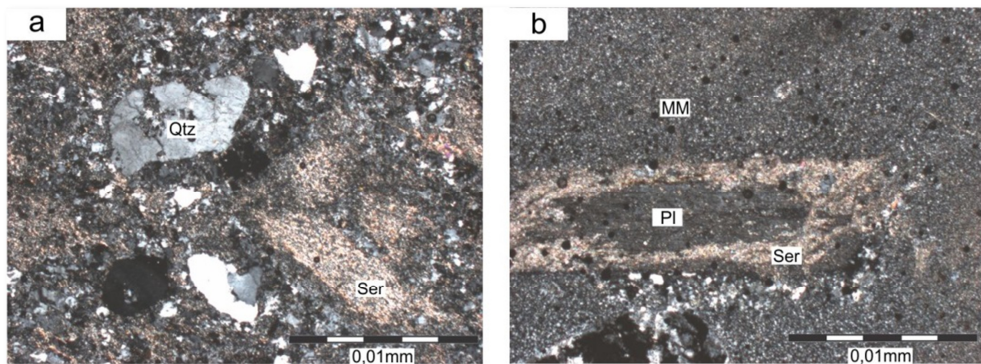


Fig. 4. (a) Rhyolite photomicrography highlighting the micro-poikilitic matrix and quartz phenocrysts (Qtz) and plagioclase pseudomorphs altered to sericite (Ser); and (b) Rhyodacite photomicrography highlighting the aphanitic micro-poikilitic matrix and plagioclase with pseudomorphs (PI). Crossed polarizers.

The mafic effusive rocks are greenish fine grained to medium grained phaneritic gabbro (Fig. 5b) and aphanitic andesite (Fig. 5d). The gabbro has ophitic to sub-ophitic texture with matrix composed of tabular plagioclase and augite. The plagioclase is often pseudomorphosed, partial or totally altered to clay minerals and sericite; Augite, also pseudomorphosed, is altered to hornblende, biotite, chlorite and calcite, especially along the cleavages (Fig. 6a and Fig. 6b). Disseminated sub-millimeter magnetite and titanomagnetite is found as an accessory mineral but sometimes occurs in concentrations up to 10%.

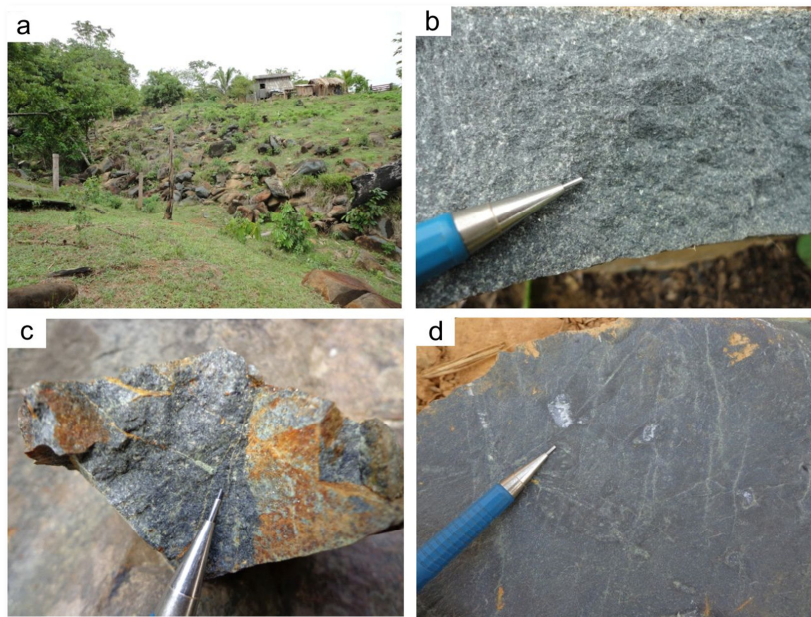


Fig. 5. Macroscopic features from the Colider Group mafic rocks. (a) Outcrops are usually found as dispersed boulders in relief breaks; (b) Isotropic fine grained phaneritic gabbro; (c) Micro fractured gabbro filled by epidote + chlorite + sulfide mineral association; and (d) Micro fractured andesite with amygdalae filled with calcite.

Andesite has cryptocrystalline and devitrified matrix, and when fine grained phaneritic, shows sub-ophitic texture. In these rocks amygdalae are commonly, filled by quartz, chlorite, epidote and calcite (Fig. 6c).

The mafic rocks are also affected by hydrothermal alteration, which is evidenced by micro-fractures (Fig. 5c) filled by the epidote, chlorite, calcite, pyrite and chalcopyrite association (Fig. 6d), and a pervasive alteration with sericite, chlorite and disseminated Fe, Cu sulfides especially in the fine grained rocks (Fig. 6).

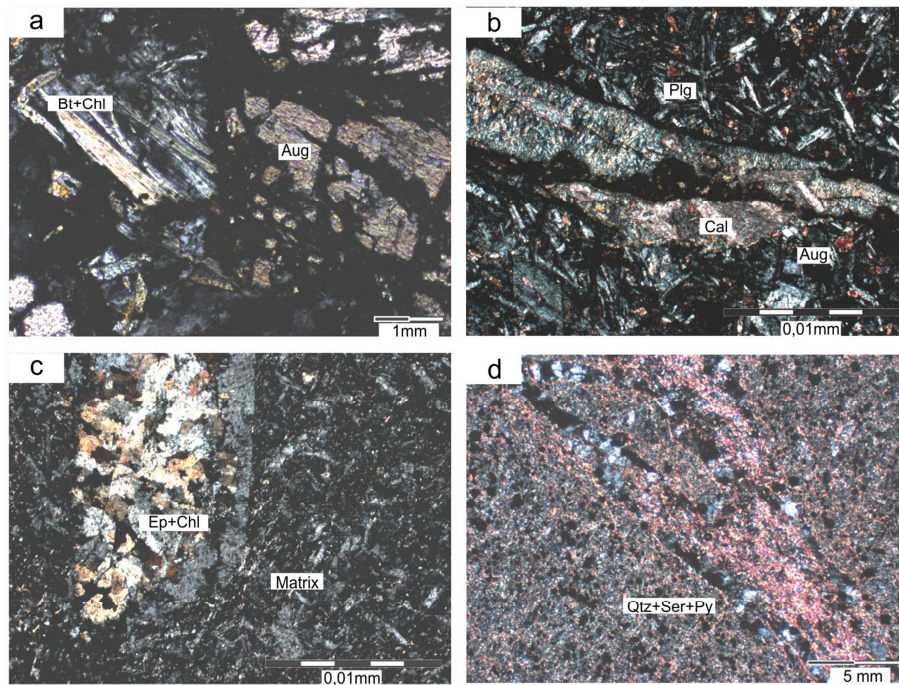


Fig. 6. (a) Gabbro photomicrography with augite crystals (Aug) substituted by chlorite + biotite (Bt + Chl); (b) Fine grained gabbro photomicrography highlighting the sub-ophitic matrix composed of plagioclase (Plg) + augite (Aug) association and fracture filled by calcite (Cal); (c) Andesite photomicrography showing amygdalae filled by chlorite and epidote (Ep + Chl); and (d) Andesite photomicrography showing cryptocrystalline matrix totally altered by quartz + sericite + epidote + pyrite association and fracture filled by sericite + quartz + pyrite. Crossed polarizers.

The volcanoclastic rocks are pyroclastic flow and fall products, classified as welded ignimbrites and welded tuffs, which indicate thick volcanogenic stratified and massive deposits. These rocks exhibit a discrete foliation with compacted and stretched pumices and clasts (eutaxitic texture) (Fig. 7a and Fig. 7d) and complex flow folds (Fig. 7b), as well as lithophysae in the strongly welded tuffs and ignimbrites (Fig. 7c).

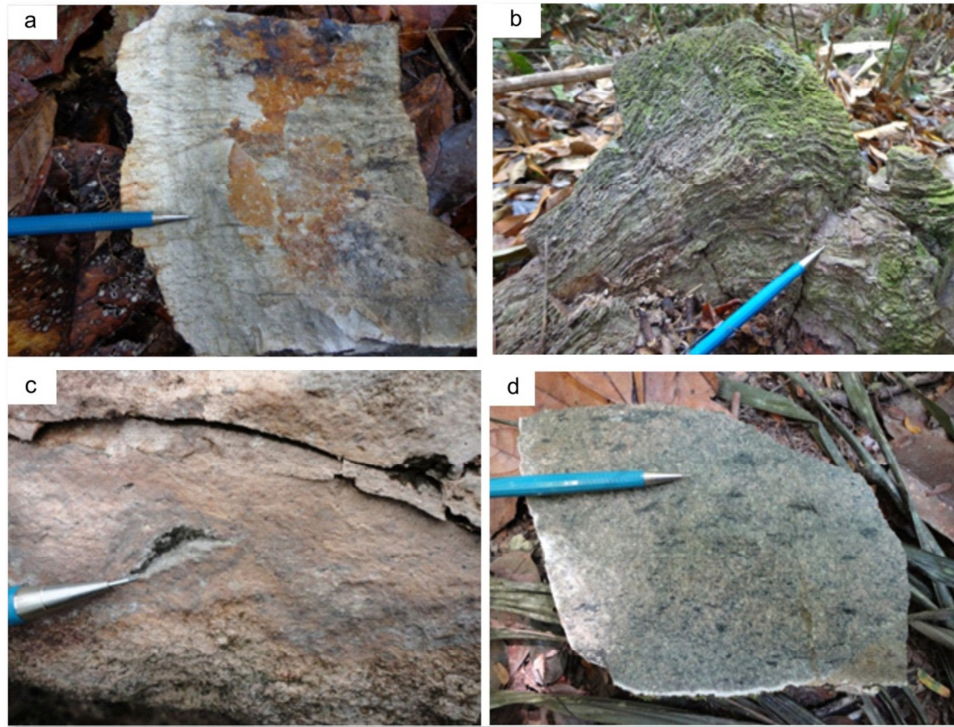


Fig. 7. (a) Photo from an ignimbrite sample with eutaxitic texture; (b) Photo of an ignimbrite with flow folds; (c) Ignimbrite photo showing devitrification cavities (lithophysae); and (d) Ignimbrite photo highlighting dark flattened and devitrified pumices and the resultant eutaxitic texture.

In thin section, the eutaxitic and vitriclastic textures are well evidenced by a discontinuous foliation resulted from stretched and flattened devitrified shards, fiammes, pumices and lithic fragments (Fig. 8a, Fig. 8b and Fig. 8c), quartz and feldspar angular fragments alternating with devitrified ash bands (Fig. 8b).

These sets of rocks are also affected by hydrothermal processes, similar to those described for the effusive volcanic rocks. Pervasive sericitization replaced most matrix aphanitic mineralogy and feldspar crystal fragments. Epidote and chlorite are less common, replacing hornblende and biotite crystal fragments and mafic lithoclasts. Micro-fractures are filled by a mineral association composed of sericite + quartz + calcite + sulfide (pyrite and chalcopyrite) (Fig. 8c). Fractures filled exclusively by calcite cut across the previous fractures, representing a late stage hydrothermal alteration.

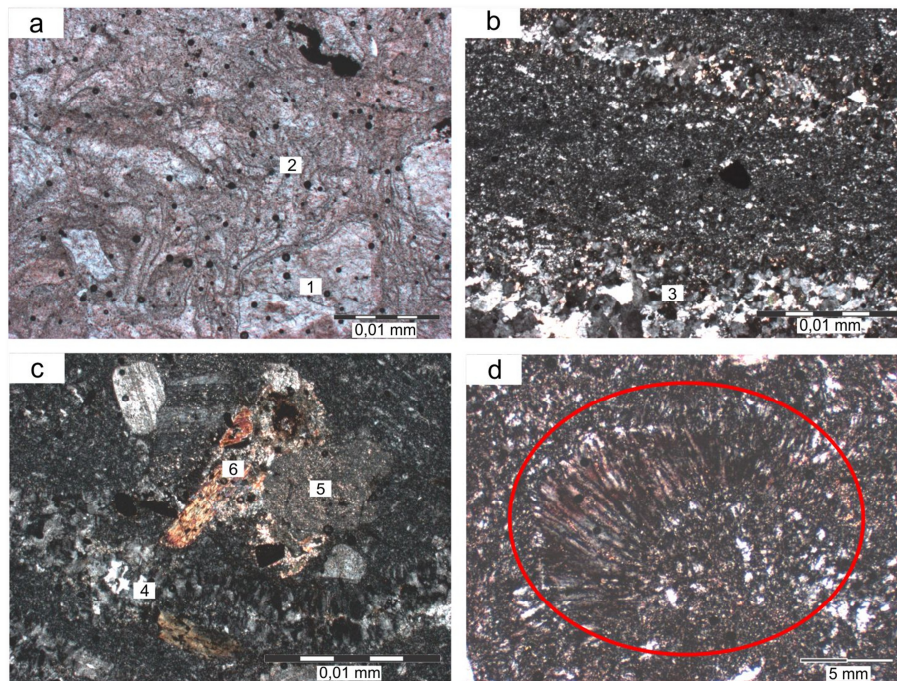


Fig. 8. (a) Photomicrography showing flow folds (2) and rounded reworked tuff lithoclasts (1). Parallel polarizers; (b) Strongly welded ignimbrite photomicrography with devitrified pumices bands (3) (vitriclastic and eutaxitic texture); (c) Devitrified ignimbrite (5) lithoclast (6) plagioclase pseudomorphic crystal replaced by sericite + epidote; and (d) Fan type spherulite in strongly welded ignimbrite (red ellipse). Polarizers crossed.

4.1.2 Paranaíta Intrusive Suite

Paranaíta Intrusive Suite is usually composed of porphyritic granodiorite to monzo-granite (Fig. 9a and Fig. 9c) and by hypohabissal granites as granophyre and micro-granite (Fig. 9a and Fig. 9b). In thin sections the observed texture is granular hypidiomorphic, porphyritic/glomeroporphyritic, granophyric and micrographic (Fig. 10b). The phenocrysts comprise plagioclase and perthitic microcline dispersed in a quartz, feldspar (plagioclase and microcline), biotite and hornblende granular matrix. Magnetite, apatite and titanomagnetite are found as accessory minerals. In some samples quartz crystals show sutured contacts that are indicative of incipient deformation. Plagioclase is usually replaced by clay minerals, sericite and calcite and hornblende and biotite replaced by chlorite.

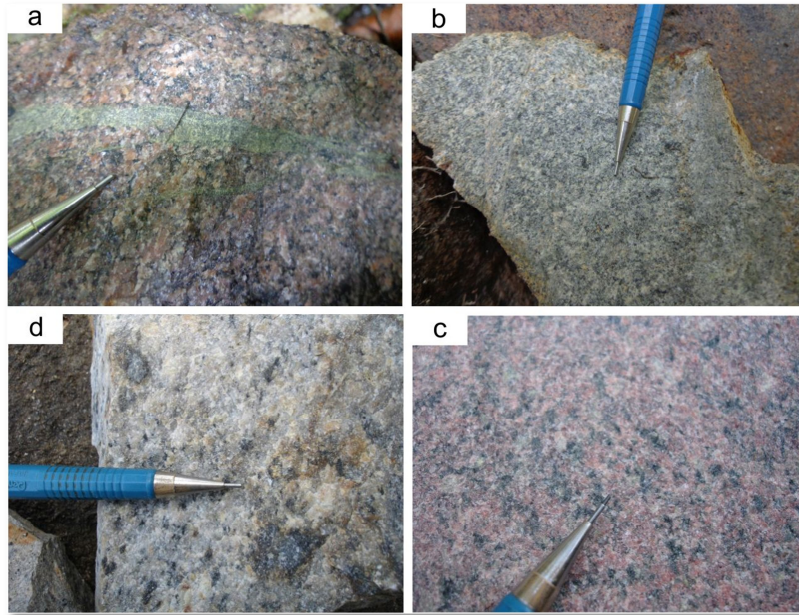


Fig. 9 Macroscopic features from Paranaíta Intrusive Suite lithologies. (a) Porphyritic monzogranite with fracture filled by epidote and sericite hydrothermal association; (b) Isotropic medium grained granodiorite; (c) Silicified monzogranite with disseminated sulfide; and (d) Granophyric microgranite with reddish pigmentation from regional sericite + iron oxide + K-feldspar hydrothermal alteration.

A distinct feature of this unit rocks is the reddish coloration resulted from a pervasive sericitic plus iron oxide, and sometimes K-feldspar regional hydrothermal alteration (Fig. 9d). Abundant micro-fractures and some minerals cleavages (feldspar and hornblende) are filled by a mineral association of quartz + sericite + epidote + sulfides (pyrite and chalcopyrite) and a late stage hydrothermal alteration calcite filling (Fig. 10a).

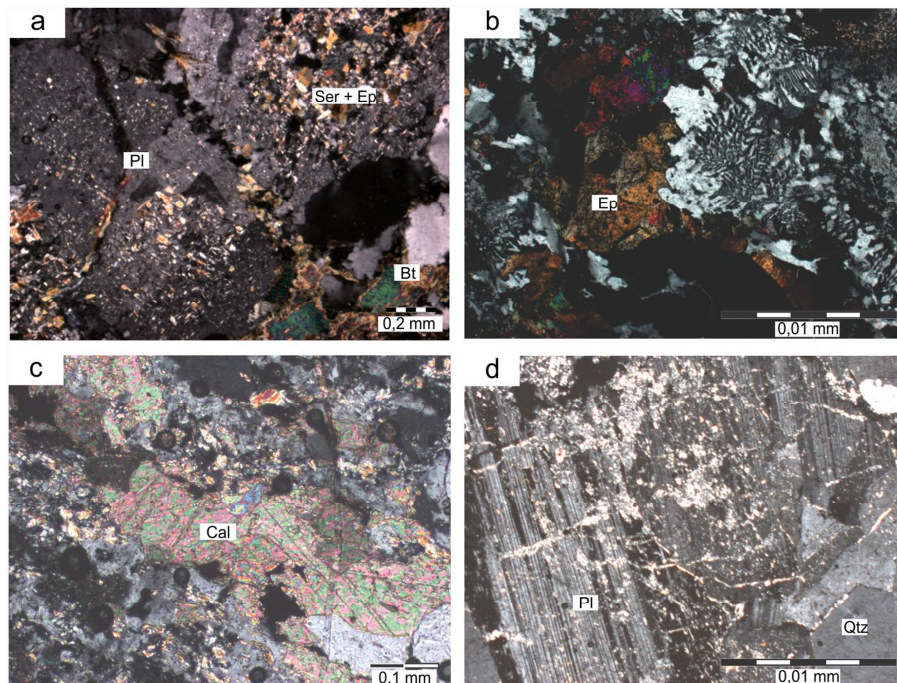


Fig. 10 (a) Monzogranite photomicrography with plagioclase crystals (Pl) modified to sericite and epidote (Ser + Ep); (b) Photomicrography highlighting the granophyric/micrographic texture and epidote cluster (Ep) in a monzogranite; (c) Photomicrography highlighting calcite crystalized in plagioclase cleavages (Cal) and around matrix crystals; and (d) Plagioclase crystal (Pl) partially altered to sericite and chlorite near a quartz crystal (Qtz).

4.2 Juruena Complex

The Juruena Complex (Ribeiro and Duarte, 2010) also named Deformed Domain (Pinho et al., 2003) borders the Volcanic Domain along a tectonic contact defined by an approximately 10 Km width mylonitic corridor, which resulted from conjugated transpressional sinistral shear zones (Fig. 3a). These set of faults apparently exhumed the deep crustal layered rocks of the Juruena Complex to shallower crustal level (Ribeiro and Duarte, 2010).

The lithostratigraphic units that compound the Juruena Complex in the area of study are the Vitória Plutonic Suite and the São Pedro Granite. These units have crystallization (U-Pb zircon) ages and depleted mantle Sm-Nd model ages around 1775 Ma and 2.0 Ga, respectively and slightly negative and positive ϵ_{Nd} values (Duarte et al., 2012). The rocks also share major, rare earth element (REE) and trace element signatures, which, integrated with the radiometric isotopic data, are strong indicatives of the petrogenetic affinity between these rocks (Ribeiro and Duarte, 2010).

4.2.1 Vitória Plutonic Suite

This unit comprises an intermediate to acid calc-alkaline (Ribeiro and Duarte, 2010) plutonic rocks set as metadiorite, metaquartz-diorite, metatonalite and metagranodiorite (Fig. 11b and Fig. 11d).

They are spatially arranged as sigmoid shaped bodies deformed in a ductile structural regime by a complex net of steeply dipping ($\sim 70^\circ$ to 90°) oblique shear zones, striking to E-W, with inflections to NE-SW and NW-SE (Pinho et al., 2003; Souza et al., 2005; Ribeiro and Duarte, 2010; Duarte et al., 2012).

The macroscopic texture features more commonly observed in these rocks are protomylonites (Fig. 11d) and layered gneiss (Fig. 11a). Also, incomplete magma mixing and mingling indicatives such as elongate dioritic enclaves are common (Fig. 11c).

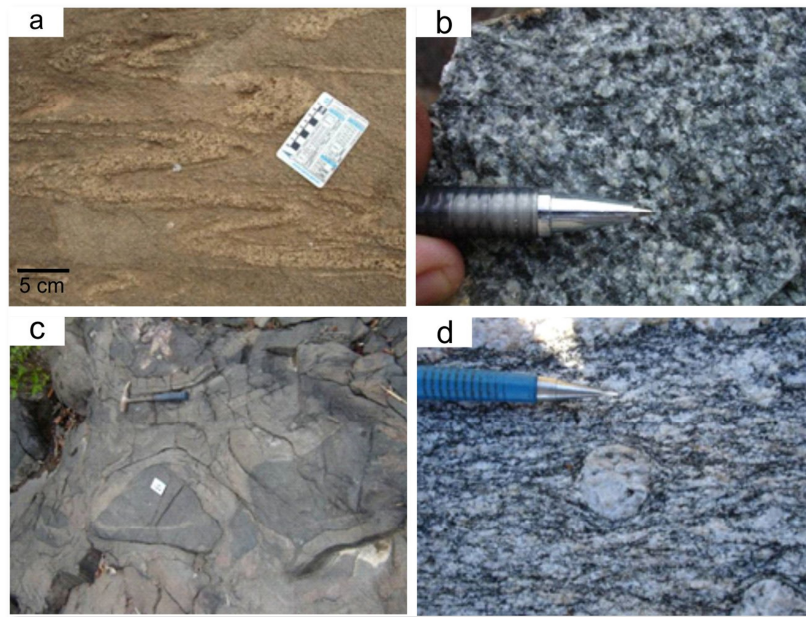


Fig. 11. (a) Tonalite gneiss with isoclinal folds; (b) Granular hypidiomorphic metatonalite; (c) Granodiorite gneiss with rounded and elongate diorite enclaves indicative of magma mixing; and (d) Granodiorite gneiss with protomylonitic texture and rotated plagioclase porphyroclast.

In thin section, the oriented textures indicative of ductile deformation are predominantly mylonitic, lepidoblastic, nematoblastic and porphyroclastic. In some less deformed samples, granular and porphyritic textures are preserved (Fig. 12a, Fig. 12b, Fig. 12c and Fig. 12d). In summary, the mineral assemblage is compounded by quartz, plagioclase, hornblende, biotite and microcline in the granodiorite. Accessory minerals are apatite, epidote, magnetite, titanite, rutile, zircon and allanite.

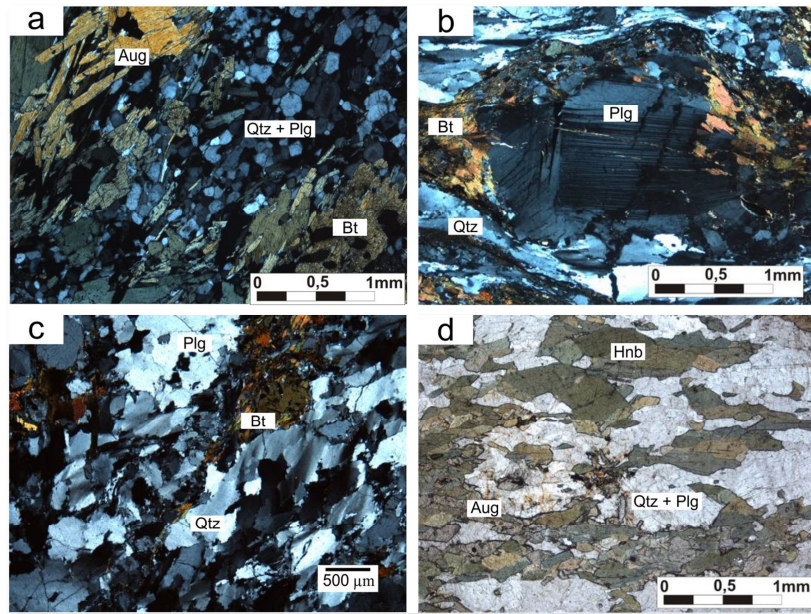


Fig. 12. (a) Photomicrography showing the granonematoblastic texture (Qtz + Feldspar) Quartz + Feldspar matrix, (Bt) biotite (Aug) Augite; (b) Proto-mylonitic texture with quartz ribbon bands and rotated plagioclase with biotite in the pressure shadow. Crossed polarizers; (c) Mylonitic texture marked by deformed quartz and plagioclase crystals and new biotite growth during deformation (Bt) biotite, (Qtz) quartz, (Plg) plagioclase. Polarizers crossed; and (d) Nematoblastic texture marked by aligned crystals of hornblende and plagioclase. Parallel polarizers.

4.2.2 São Pedro Granite

The São Pedro Granite includes metamonzogranite and metasyenogranite. As the Vitória Plutonic Suite bodies, these rocks are also ellipsoid shaped and spatially organized by complex and diffuse body contacts, which resulted both from the ductile deformation and the gradational contacts with other units.

Macroscopically, these granites have foliated protomylonitic and porphyroclastic texture, with quartz ribbons and mafic minerals oriented along the foliation (Fig. 13a and Fig. 13b). In less intensely deformed places the rocks are isotropic, medium to coarse grained, with granular hypidiomorphic to porphyritic textures.

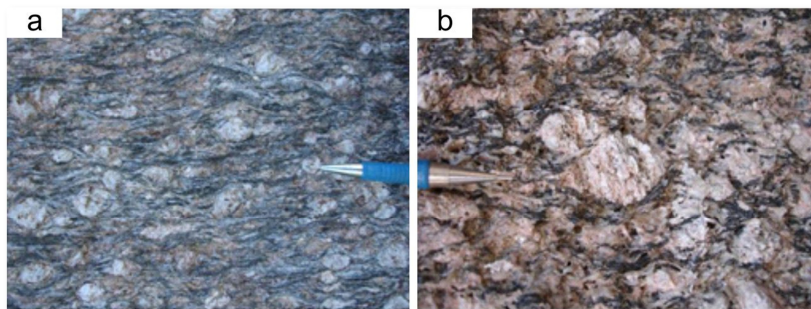


Fig. 13. (a) and (b) Typical São Pedro macroscopic feature with protomylonitic foliation with rotated microcline and plagioclase porphyroclasts.

In thin sections these rocks have granolepidoblastic and porphyroclastic to mylonitic textures with the presence of undulose extinction quartz tracks and sub-grains. The porphyroclasts are of deformed perthite K-feldspar and plagioclase encased by a matrix composed of lamellar quartz, biotite and hornblende oriented crystals (Fig. 14a and Fig. 14b). The main mineral assembly is quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and hornblende, and accessory minerals are magnetite, titanite, rutile, garnet, apatite, allanite and zircon.

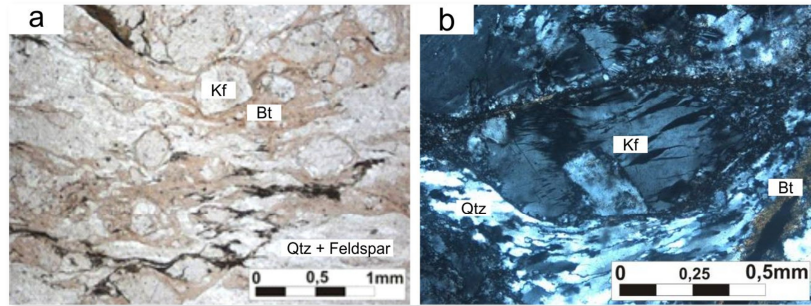


Fig. 14. (a) Protomylonitic texture constituted by ribbon quartz bands, aligned biotite and rotated feldspar porphyroclasts. Parallel polarizer; and (b) Mylonitic texture marked by oriented and sutured contacts of quartz with feldspar crystals and intergranular lamellar quartz. Parallel polarizer.

5. Analytical procedures

5.1 Geochemistry

The selected rock samples were crushed in an agate disc mill until 150 mesh in the CPRM - Brazilian Geological Survey laboratory facility and analyzed by SGS-Geosol laboratory. The powder samples were mixed with lithium metaborate and tetraborate and fused in an induction furnace at 1832° Fahrenheit. The resulting glassy tablets were digested by a 5% HNO₃ solution, containing a laboratory internal standard and mixed until complete dissolution. The major oxide elements were analyzed by x-ray fluorescence (XRF), the REE and trace elements by an inductively couple plasma mass spectrometry (ICP-MS) and FeO by gravimetric method.

Rare Earth Elements (REE) values normalized to chondrite (Nakamura, 1974). $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{(1/2)}$, magnesium number #mg = molar and $FeO_t = FeO + Fe_2O_3$. Major elements are in wt.% and trace elements in ppm, detection limit (L.D.).

The analytical results were then employed in the creation of classification and tectono-magmatic discriminating diagrams using the GCDKit v.3.0 software (Janousek et al., 2006).

5.2 Geochronology

The U-Pb analyses were performed by laser ablation coupled to a mass spectrometer (ICP-MS) in the Brasília University Institute of Geosciences geochronological laboratory facility. The Sm-Nd analyses were performed in a multi collector mass spectrometer also in the Brasília University Institute of Geosciences geochronological laboratory facility.

5.2.1 U-Pb LA-ICPMS

The procedure for concentrate zircon crystals was reducing the sample in a crusher and take out the fraction lower than 500 μm ; the heavy minerals from this fraction were then concentrated panning. In the next step, the material was passed through the Frantz isodynamic separator and finally the zircon and monazite crystals were handpicked using a binocular magnifier. The mounts were made with cold epoxy resin, worn and polished to expose the crystals interior. The mounts were cleaned in ultrasound in a nitric acid bath (3%), Nanopure® water and acetone for the extraction of any moist residue. The analytical equipment utilized was a Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to Nd:YAG ($\lambda = 213 \text{ nm}$) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). The analytical procedure was described by Bunh et al., (2009) and basically consists in the laser ablation of crystals in 25 to 40 μm spots, 9 to 13 Hz frequency and 0.19 to 1.02 J/cm^2 of fluence. The powdered material is carried by He flux ($\sim 0.40 \text{ L}/\text{min}$) and Ar ($\sim 0.90 \text{ L}/\text{min}$). In all analysis the international standard addition GJ-1 was used for bracketing and the TEMORA or intern laboratory standard PAD-1 were utilized to check the accuracy. The data was acquired in 40 cycles of 1 second and the reading sequence was 1 blank, 1 standard, 4 samples, 1 blank and 1 standard. In each reading the mass intensity of ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb and ^{238}U was determined. The raw data reduction, including blank corrections, equipment deviation and common lead were performed in the laboratory's own Excel spreadsheet. The ratios uncertainties presented in are 1σ , in percent. The ages were calculated using the software Isoplot 3.00 (Ludwig 2009).

5.2.2 Samarium-Neodymium

The Sm-Nd isotopic analyses followed the methodology described by Gióia and Pimentel (2000). In this procedure, approximately 50 mg of powdered sample was mixed with a tracer solution of ^{149}Sm and ^{150}Nd . The sample is dissolved in Savillex® capsules through successive HF, HNO_3 and HCl attacks. The Sm and Nd contents were extracted through cationic exchange columns, made with Teflon and filled with LN-Spec. resin. The Sm and Nd salts are deposited in rhenium filaments with nitric acid and evaporated. The ratios readings were performed in a multi-collector mass spectrometer, model Finnigan MAT 262 in static mode. The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios uncertainties are less than $\pm 0.55 (2\sigma)$ and $\pm 0.0055 (2\sigma)$ respectively, based in repeated analysis in the international standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio was normalized in function of $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio equals to 0.7219. The T_{DM} values were calculated using the DePaolo (1981) model for the depleted mantle.

6. Volcanic Domain Geochemical Results

The geochemical analytical results from Volcanic Domain samples used for the litogeochemistry processing are presented in Table 3 to Table 7.

Primarily, the samples were rated into felsic (acid) and mafic (intermediate to basic) according to the mafic mineral index and SiO_2 content. The rock samples were then grouped

based on textural aspects into Colider Group volcanoclastic and basic to acid volcanics and Paranaíta Intrusive Suite granites.

For the volcanoclastic and volcanic rocks a post classification was done using Cox et al., 1979 TAS (total alkali vs. silica) diagram (Fig. 15) according to the proposition of the Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks (Le Bas et al., 1986). In this diagram the samples are concentrated in the sub-alkaline basalts field, with two samples plotting at the boundary with the alkaline series basalts. In turn, this unit intermediate samples plot at the sub-alkaline andesitic and andesitic basalt fields and the acid samples in the dacite and rhyolite fields.

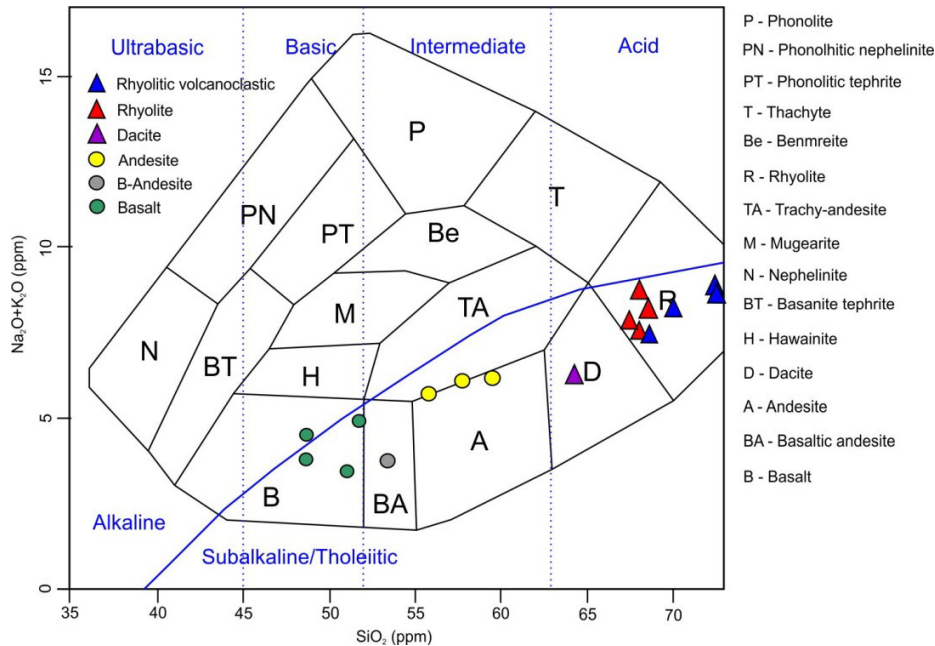


Fig. 15. Cox et al., (1979) TAS (total alkali versus silica) diagram for the classification of volcanic rocks used for the classification of the Colider Group basic to acid volcanic and volcanoclastic rocks samples.

In the SiO_2 versus K_2O (Peccerillo and Taylor 1976) diagram, the geochemical data show that the volcanic rocks from the Volcanic Domain have calc-alkaline to generally high-K calc-alkaline characteristics, spanning the complete compositional range from basalt to rhyolite, with a few samples plotting at the border of the shoshonitic magma series field (Fig. 16a). The diagram also shows that there is a total overlap between the compositions of felsic volcanics and plutonic rocks.

Table 3. Major and trace element composition of Colider Group acid effusive magmatism rock samples.

| Sample | | TD-R-178 | MC-155A | MC-159 | MC-162 | TD-R-008 | TD-R-235 | MC-153 | MC-156A |
|------------------------------------|------|--------------|------------|------------|------------|------------|------------|----------|----------|
| Rock | | Microgranite | Rhyodacite | Rhyodacite | Rhyodacite | Rhyodacite | Rhyodacite | Rhyolite | Rhyolite |
| | D.L. | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.1 | 69.9 | 67.31 | 66.14 | 67.87 | 64.24 | 68 | 68.57 | 74.62 |
| Al ₂ O ₃ | 0.1 | 14.1 | 16.59 | 16.73 | 15.64 | 15.09 | 15.9 | 16.06 | 14.18 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 3.89 | 3.97 | 4.95 | 4.7 | 4.23 | 3.86 | 4.45 | 2.12 |
| MgO | 0.1 | 0.46 | 0.91 | 1.25 | 1.06 | 1.41 | 1.19 | 1.08 | 0.44 |
| CaO | 0.01 | 1.76 | 3.51 | 2.28 | 1.92 | 3.57 | 3.5 | 3.27 | 0.67 |
| Na ₂ O | 0.1 | 3.94 | 4.42 | 5.62 | 4.23 | 3.05 | 3.39 | 3.75 | 3.87 |
| K ₂ O | 0.01 | 4.57 | 3.38 | 3.88 | 4.45 | 3.23 | 4.04 | 4.34 | 4.7 |
| MnO | 0.01 | 0.12 | 0.11 | 0.18 | 0.13 | 0.09 | 0.07 | 0.1 | 0.08 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.48 | 0.54 | 0.61 | 0.69 | 0.49 | 0.41 | 0.55 | 0.33 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.116 | 0.36 | 0.34 | 0.4 | 0.2 | 0.109 | 0.38 | 0.2 |
| TOTAL | | 99.34 | 101.10 | 101.98 | 101.09 | 95.60 | 100.47 | 102.55 | 101.21 |
| FeO | 0.14 | 3.50 | 1.79 | 2.47 | 2.48 | 1.68 | 2.19 | 1.77 | 0.71 |
| FeOt | | 7.00 | 5.36 | 6.92 | 6.71 | 5.49 | 5.66 | 5.77 | 2.62 |
| K ₂ O/Na ₂ O | | 1.16 | 0.76 | 0.69 | 1.05 | 1.06 | 1.19 | 1.16 | 1.21 |
| Na ₂ O+K ₂ O | | 8.51 | 7.80 | 9.50 | 8.68 | 6.28 | 7.43 | 8.09 | 8.57 |
| A/NK | | 1.23 | 1.52 | 1.24 | 1.33 | 1.77 | 1.60 | 1.48 | 1.24 |
| A/CNK | | 0.96 | 0.96 | 0.95 | 1.02 | 1.01 | 0.97 | 0.96 | 1.12 |
| Ba | 5 | 1783 | 1188 | 1589 | 1160 | 1252 | 942 | 1232 | 1432 |
| Be | 0.1 | 2.9 | 2 | 2.2 | 2.2 | 2.4 | 1.9 | 2.9 | 2.4 |
| Cs | 0.05 | 2.79 | 2.49 | 1.5 | 3.5 | 1.23 | 4.57 | 5.11 | 2.23 |
| Ga | 0.1 | 17.1 | 18.5 | 18.7 | 18.8 | 16.9 | 16.4 | 17.9 | 17.2 |
| Hf | 0.05 | 13.94 | 6.97 | 5.83 | 5.77 | 5.29 | 5 | 5.92 | 6.86 |
| Nb | 0.05 | 14.71 | 13.44 | 10.52 | 11.53 | 10.97 | 10.85 | 11.67 | 15.08 |
| Rb | 0.2 | 124.3 | 102 | 107 | 145 | 124 | 140.5 | 154 | 150 |
| Sn | 0.3 | 1.6 | 4.6 | 2.8 | 2.8 | 1.1 | 0.9 | 3.8 | 2.4 |
| Sr | 0.5 | 262.3 | 449 | 495 | 249 | 566.9 | 455.1 | 404 | 181 |
| Ta | 0.05 | 0.78 | 1 | 0.68 | 0.83 | 0.98 | 0.64 | <D.L. | 0.94 |
| Th | 0.1 | 12.6 | 12.4 | 9.1 | 9.7 | 11.2 | 13.9 | 11.5 | 12.4 |
| U | 0.05 | 3.43 | 3.32 | 2.36 | 2.59 | 3.07 | 3.73 | 3.18 | 2.47 |
| W | 0.1 | 2.8 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 1.5 | 2.1 | <D.L. | <D.L. |
| Zr | 0.5 | 715.5 | 247 | 213 | 193 | 174.4 | 188.6 | 225 | 227 |
| Ag | 0.01 | <D.L. | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | <D.L. | 0.08 | 0.05 |
| Au | 0.1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| As | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | <D.L. |
| Bi | 0.02 | 0.07 | 0.08 | 0.03 | 0.05 | <D.L. | 0.51 | 0.05 | 0.03 |
| Cd | 0.01 | 0.29 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.03 | 0.04 | 0.02 |
| Co | 0.1 | 2.5 | 6.9 | 5.6 | 5.3 | 5.6 | 6.6 | 7.4 | 4.7 |
| Cu | 0.5 | 8.6 | 6.8 | 6.3 | 5.5 | 4.7 | 28.4 | 14.6 | 3.5 |
| Hg | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Mo | 0.05 | 2.49 | 1.03 | 1.07 | 0.6 | 0.39 | 1.51 | 0.73 | 0.2 |
| Ni | 0.5 | 2.5 | 5.6 | 3.8 | 3.3 | 2.1 | 5.2 | 6 | 5.8 |
| Pb | 0.2 | 19.5 | 4.8 | 10.6 | 5.1 | 2.3 | 16.5 | 6.6 | 5.9 |
| Sb | 0.05 | 0.38 | 0.12 | 0.4 | 0.15 | 0.07 | 0.45 | 0.32 | 0.17 |
| Se | 1 | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Zn | 1 | 126 | 48 | 115 | 88 | 21 | 40 | 48 | 50 |
| Ce | 0.1 | 148.8 | 115.5 | 82.6 | 93.7 | 73.1 | 87.6 | 89.8 | 94.1 |
| Dy | 0.05 | 9.94 | 7.27 | 5.78 | 6.5 | 3.92 | 4.04 | 5.57 | 5.59 |
| Er | 0.05 | 6.1 | 3.87 | 3.04 | 3.38 | 2.03 | 2.32 | 2.59 | 2.61 |
| Eu | 0.05 | 2.86 | 1.62 | 1.21 | 1.52 | 1.45 | 1.29 | 0.31 | 1.04 |
| Gd | 0.05 | 11.16 | 7.55 | 6.26 | 6.85 | 6.51 | 4.88 | 5.97 | 5.79 |
| Ho | 0.05 | 2.12 | 1.48 | 1.11 | 1.26 | 0.73 | 0.79 | 0.6 | 0.95 |
| La | 0.1 | 85.1 | 53 | 43.5 | 49.3 | 38.2 | 40.8 | 46.7 | 45.3 |
| Lu | 0.05 | 0.85 | 0.69 | 0.51 | 0.6 | 0.27 | 0.39 | <D.L. | 0.42 |
| Nd | 0.1 | 70.5 | 48 | 38.8 | 46.1 | 37 | 35.9 | 41.3 | 39.2 |
| Pr | 0.05 | 15.4 | 13.31 | 10.64 | 12.22 | 8.42 | 9.97 | 10.16 | 11.06 |
| Sm | 0.1 | 11.5 | 9.5 | 7.4 | 8.3 | 6.8 | 6.3 | 7.1 | 7.4 |
| Tb | 0.05 | 1.66 | 1.15 | 0.94 | 1.03 | 0.71 | 0.73 | 0.37 | 0.84 |
| Tm | 0.05 | 0.9 | 0.65 | 0.5 | 0.56 | 0.2 | 0.37 | 0.14 | 0.44 |
| Yb | 0.1 | 5.8 | 3.9 | 3 | 3.5 | 2.2 | 2.4 | 2.7 | 2.7 |
| Eu/Eu* | | 0.77 | 0.58 | 0.54 | 0.62 | 0.67 | 0.71 | 0.15 | 0.49 |
| LaN/YbN | | 9.89 | 9.16 | 9.78 | 9.50 | 11.71 | 11.46 | 11.66 | 11.31 |
| Sum_REE | | 372.69 | 267.49 | 205.29 | 234.82 | 181.54 | 197.78 | 213.34 | 217.44 |

Table 4. Major and trace element composition of Colfider Group volcanoclastic rock samples.

| Sample | FD-R-001 | FD-R-029 | TD-R-115 | TD-R-123 | TD-R-128 | TD-R-195 | TD-R-198 | TD-R-208 | TD-R-224 | |
|------------------------------------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|--------|
| Rock | Volcanoclastic | | | | | | | | | |
| | D.L. | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.1 | 73 | 76.2 | 75.7 | 75 | 69.8 | 77.4 | 72.4 | 68.1 | 74.2 |
| Al ₂ O ₃ | 0.1 | 13.1 | 12.7 | 12.2 | 12.2 | 14.5 | 11.6 | 13.6 | 15.8 | 12.8 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 2.02 | 2.01 | 1.73 | 2.06 | 2.72 | 1.68 | 3.32 | 4.03 | 2.6 |
| MgO | 0.1 | 0.18 | 0.22 | <D.L. | 0.18 | 0.52 | 0.28 | 0.23 | 1.18 | 0.41 |
| CaO | 0.01 | 0.5 | 0.23 | 0.72 | 0.24 | 1.39 | 0.3 | 1.2 | 3.35 | 2.29 |
| Na ₂ O | 0.1 | 3.26 | 3.49 | 3.59 | 3.31 | 3.55 | 3 | 3.54 | 3.53 | 2.5 |
| K ₂ O | 0.01 | 5.27 | 4.3 | 4.68 | 5.54 | 4.62 | 4.72 | 5.21 | 3.97 | 3.7 |
| MnO | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.08 | 0.09 | 0.11 | 0.07 | 0.06 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.33 | 0.23 | 0.2 | 0.22 | 0.31 | 0.14 | 0.33 | 0.41 | 0.26 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.047 | 0.023 | 0.034 | 0.024 | 0.102 | <D.L. | 0.063 | 0.113 | 0.055 |
| TOTAL | | 97.77 | 99.46 | 98.90 | 98.83 | 97.59 | 99.21 | 100.00 | 100.55 | 98.88 |
| FeO | 0.14 | 0.9 | 1.13 | 1.32 | 1.72 | 1.92 | 1.51 | 2.99 | 2.45 | 0.84 |
| FeOt | | 2.72 | 2.94 | 2.88 | 3.57 | 4.37 | 3.02 | 5.97 | 6.08 | 3.18 |
| K ₂ O/Na ₂ O | | 1.62 | 1.23 | 1.30 | 1.67 | 1.30 | 1.57 | 1.47 | 1.12 | 1.48 |
| Na ₂ O+K ₂ O | | 8.53 | 7.79 | 8.27 | 8.85 | 8.17 | 7.72 | 8.75 | 7.50 | 6.20 |
| A/NK | | 1.18 | 1.22 | 1.11 | 1.07 | 1.34 | 1.15 | 1.19 | 1.56 | 1.58 |
| A/CNK | | 1.09 | 1.17 | 0.99 | 1.03 | 1.08 | 1.10 | 1.00 | 0.98 | 1.04 |
| #mg | | 9.90 | 11.10 | 2.84 | 7.82 | 16.65 | 13.52 | 6.10 | 24.51 | 17.52 |
| Ba | 5 | 1438 | 354 | 302 | 400 | 743 | 178 | 1904 | 887 | 1937 |
| Be | 0.1 | 4.4 | 2.7 | 3.4 | 2.1 | 2.9 | 2.2 | 2.8 | 1.8 | 2 |
| Cs | 0.05 | 2.68 | 1.82 | 1.18 | 0.81 | 3.13 | 1.36 | 2.35 | 4.35 | 0.37 |
| Ga | 0.1 | 16.5 | 16.9 | 14.8 | 15 | 15.7 | 13.8 | 15.2 | 15.7 | 13.1 |
| Hf | 0.05 | 9.37 | 7.29 | 6.82 | 6.22 | 5.43 | 4.74 | 10.66 | 5.65 | 5.01 |
| Nb | 0.05 | 16.24 | 15.34 | 16.36 | 18.19 | 10.85 | 14.01 | 15.95 | 12.05 | 12.65 |
| Rb | 0.2 | 180.2 | 105.5 | 145.3 | 150.6 | 160.1 | 131.7 | 121.3 | 137.1 | 80.6 |
| Sn | 0.3 | 1.1 | 1.9 | 1.2 | 36.3 | <D.L. | 1.5 | 2.2 | 1.6 | 1.5 |
| Sr | 0.5 | 142.4 | 120 | 75.5 | 70.5 | 160 | 32.6 | 223.5 | 428.8 | 385.4 |
| Ta | 0.05 | 1.23 | 1 | 1.27 | 1.83 | 0.95 | 0.74 | 0.96 | 1.09 | 0.78 |
| Th | 0.1 | 15.2 | 11 | 16.6 | 14.6 | 11.9 | 12.5 | 14.6 | 16 | 11 |
| U | 0.05 | 3.83 | 2.6 | 5.45 | 3.72 | 4.06 | 4.19 | 3.58 | 3.38 | 3.61 |
| W | 0.1 | 4.4 | 2.6 | 1.8 | 3.3 | 1.6 | 1.3 | 3.9 | 3.4 | 1.8 |
| Zr | 0.5 | 301.2 | 289.4 | 182.6 | 180.9 | 173.6 | 170.5 | 445.9 | 175.2 | 180.2 |
| Ag | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Au | 0.1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| As | 1 | 5 | 2 | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Bi | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.13 | 0.1 | 0.02 | 0.07 | 0.1 | 0.1 | 0.39 |
| Cd | 0.01 | 1.67 | 0.1 | 0.05 | 0.1 | 0.03 | 0.07 | 0.08 | 0.03 | 0.05 |
| Co | 0.1 | 0.4 | 0.7 | 0.7 | 1.9 | 2.5 | 0.4 | 1.2 | 5.8 | 3.2 |
| Cu | 0.5 | 3.3 | 2.7 | 2.4 | 10.5 | 2 | 3.5 | 5.9 | 13.9 | 21.5 |
| Hg | 0.01 | <D.L. | 0.02 | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Mo | 0.05 | 0.28 | 0.68 | 0.63 | 1.72 | 0.31 | 2.36 | 8.71 | 0.71 | 5.62 |
| Ni | 0.5 | 1.5 | 3.3 | 3.1 | 6.7 | 2 | 2.1 | 2.9 | 4.7 | 1.6 |
| Pb | 0.2 | 29.5 | 7.4 | 7.5 | 86 | 5.4 | 21.4 | 11.5 | 2.7 | 6.8 |
| Sb | 0.05 | 0.67 | 0.76 | 0.14 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.56 | <D.L. | 0.23 |
| Se | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Zn | 1 | 16 | 9 | 14 | 44 | 30 | 28 | 60 | 40 | 8 |
| Ce | 0.1 | 133.1 | 90.3 | 105.2 | 100.6 | 85.1 | 77.9 | 149 | 80.4 | 128.9 |
| Dy | 0.05 | 10.21 | 5.21 | 5.9 | 7.21 | 4.61 | 6.5 | 8.01 | 3.59 | 6.44 |
| Er | 0.05 | 6.09 | 3.54 | 3.96 | 5.84 | 2.99 | 4.35 | 5.03 | 2.07 | 4.03 |
| Eu | 0.05 | 2.71 | 0.54 | 0.49 | 0.64 | 0.97 | 0.48 | 2.15 | 1.24 | 1.37 |
| Gd | 0.05 | 11.97 | 4.86 | 5.88 | 7.63 | 4.69 | 5.77 | 9.03 | 4.59 | 8.01 |
| Ho | 0.05 | 2.14 | 1.08 | 1.25 | 1.79 | 0.97 | 1.42 | 1.64 | 0.72 | 1.35 |
| La | 0.1 | 74.4 | 43.8 | 54.2 | 59.6 | 42.2 | 46.8 | 91.6 | 37.4 | 78.7 |
| Lu | 0.05 | 0.87 | 0.62 | 0.71 | 0.77 | 0.44 | 0.67 | 0.69 | 0.37 | 0.59 |
| Nd | 0.1 | 70.3 | 34.6 | 43.7 | 43.8 | 34.5 | 34.1 | 65 | 32.6 | 57.4 |
| Pr | 0.05 | 17.86 | 9.87 | 12.32 | 12.33 | 9.94 | 8.04 | 14.82 | 8.99 | 15.95 |
| Sm | 0.1 | 13.5 | 6.4 | 7.9 | 7.7 | 6.6 | 6.3 | 10.3 | 5.6 | 9.3 |
| Tb | 0.05 | 1.78 | 0.82 | 0.93 | 1.1 | 0.71 | 0.99 | 1.34 | 0.66 | 1.12 |
| Tm | 0.05 | 0.82 | 0.52 | 0.56 | 0.83 | 0.42 | 0.68 | 0.73 | 0.31 | 0.59 |
| Yb | 0.1 | 5.7 | 4.1 | 4.3 | 5.1 | 3 | 4.5 | 4.8 | 2.1 | 3.5 |
| Eu/Eu* | | 0.65 | 0.30 | 0.22 | 0.26 | 0.53 | 0.24 | 0.68 | 0.75 | 0.49 |
| LaN/YbN | | 8.80 | 7.20 | 8.50 | 7.88 | 9.48 | 7.01 | 12.87 | 12.01 | 15.16 |
| Sum REE | | 351.45 | 206.26 | 247.30 | 254.94 | 197.14 | 198.50 | 364.14 | 180.64 | 317.25 |

Table 5. Major and trace element composition of Paranaíta Intrusive Suite rock samples.

| Sample | | MC-R-104 | MC-R-120 | MC-R-141 | MC-R-156B | MC-R-158B | MC-R-165 |
|------------------------------------|------|--------------|----------|----------|-----------|-----------|----------|
| Rock | | Monzogranite | | | | | |
| | D.L. | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.1 | 68.67 | 68.99 | 71.05 | 75.97 | 71.64 | 72.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.1 | 15.73 | 15.34 | 15.27 | 14.04 | 15.25 | 15.32 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 4.04 | 3.72 | 3.71 | 2.29 | 2.91 | 2.57 |
| MgO | 0.1 | 0.97 | 0.79 | 0.91 | 0.21 | 0.53 | 0.4 |
| CaO | 0.01 | 2.54 | 2.37 | 2.39 | 1.05 | 2.39 | 1.09 |
| Na ₂ O | 0.1 | 4.71 | 4.21 | 4.27 | 3.95 | 3.49 | 4.94 |
| K ₂ O | 0.01 | 4.32 | 4.35 | 4.2 | 5.28 | 5.26 | 4.93 |
| MnO | 0.01 | 0.08 | 0.05 | 0.07 | 0.1 | 0.08 | 0.07 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.46 | 0.38 | 0.39 | 0.18 | 0.4 | 0.38 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.33 | <D.L. | 0.21 | 0.19 | 0.27 | 0.14 |
| TOTAL | | 101.85 | 100.2 | 102.47 | 103.26 | 102.22 | 101.85 |
| FeO | 0.14 | 1.79 | 1.72 | 2.13 | 0.93 | 1.21 | 1.14 |
| FeOt | | 5.43 | 5.07 | 5.47 | 2.99 | 3.83 | 3.45 |
| K ₂ O/Na ₂ O | | 0.92 | 1.03 | 0.98 | 1.34 | 1.51 | 1.00 |
| Na ₂ O+K ₂ O | | 9.03 | 8.56 | 8.47 | 9.23 | 8.75 | 9.87 |
| A/NK | | 1.27 | 1.32 | 1.32 | 1.15 | 1.33 | 1.14 |
| A/CNK | | 0.92 | 0.96 | 0.96 | 0.99 | 0.97 | 0.99 |
| Ba | 5 | 809 | 735 | 747 | 1126 | 1478 | 2103 |
| Be | 0.1 | 1.3 | 1.8 | 1.4 | 1.9 | 3.2 | 2.8 |
| Cs | 0.05 | 0.74 | 1.46 | 2.11 | 2.99 | 4.33 | 2.18 |
| Ga | 0.1 | 13 | 12.9 | 13 | 14 | 17.2 | 17.2 |
| Hf | 0.05 | 5.22 | 4.43 | 5.56 | 4.04 | 6.48 | 8.35 |
| Nb | 0.05 | 7.79 | 7.26 | 8.1 | 10.07 | 15.32 | 13.11 |
| Rb | 0.2 | 100 | 117 | 107 | 175 | 202 | 136 |
| Sn | 0.3 | 1.7 | 1.3 | 0.9 | 2.9 | 3.9 | 3.5 |
| Sr | 0.5 | 315 | 376 | 378 | 132 | 302 | 217 |
| Ta | 0.05 | 0.56 | 0.52 | 0.55 | 1 | 1.4 | 0.89 |
| Th | 0.1 | 11 | 11 | 9.8 | 15 | 15.5 | 9.1 |
| U | 0.05 | 2.89 | 2.78 | 2.52 | 4.1 | 5.5 | 2 |
| W | 0.1 | <D.L. | 5.3 | 0.9 | <D.L. | 12.1 | <D.L. |
| Zr | 0.5 | 129 | 119 | 142 | 120 | 211 | 301 |
| Ag | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | <D.L. | 0.26 | 0.01 |
| Au | 0.1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| As | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 1 | 1 | <D.L. |
| Bi | 0.02 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 12.37 | 0.11 |
| Cd | 0.01 | 0.02 | <D.L. | 0.02 | <D.L. | 0.05 | 0.19 |
| Co | 0.1 | 4.9 | 3.5 | 3.7 | 1.9 | 2.6 | 1 |
| Cu | 0.5 | 10.5 | 11.6 | 11.9 | 4.2 | 7 | 4.5 |
| Hg | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Mo | 0.05 | 1.81 | 8.06 | 8.13 | 0.65 | 0.53 | 3.53 |
| Ni | 0.5 | 2.9 | 3.2 | 2.5 | 3.5 | 3 | 5.5 |
| Pb | 0.2 | 8.7 | 7 | 10.3 | 18.6 | 24.1 | 14.3 |
| Sb | 0.05 | 0.15 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.06 |
| Se | 1 | <D.L. | <D.L. | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Zn | 1 | 76 | 33 | 40 | 31 | 25 | 37 |
| Ce | 0.1 | 73.4 | 76.6 | 62.6 | 77.5 | 103.7 | 125.8 |
| Dy | 0.05 | 4.17 | 3.5 | 3.69 | 3.89 | 6.72 | 12.27 |
| Er | 0.05 | 2.2 | 1.66 | 1.88 | 2.25 | 3.41 | 6.07 |
| Eu | 0.05 | 0.84 | 0.77 | 0.71 | 0.27 | 0.96 | 1.77 |
| Gd | 0.05 | 4.55 | 3.9 | 3.99 | 4.03 | 6.9 | 12.47 |
| Ho | 0.05 | 0.78 | 0.61 | 0.71 | 0.79 | 1.34 | 2.4 |
| La | 0.1 | 39.6 | 44.4 | 33.6 | 43.9 | 56.4 | 65 |
| Lu | 0.05 | 0.32 | 0.27 | 0.29 | 0.45 | 0.54 | 0.89 |
| Nd | 0.1 | 33.3 | 32.6 | 27.7 | 28.5 | 46.1 | 64.3 |
| Pr | 0.05 | 9.13 | 9.37 | 7.58 | 8.87 | 13.03 | 16.71 |
| Sm | 0.1 | 5.6 | 5.1 | 4.7 | 4.9 | 8.5 | 13.1 |
| Tb | 0.05 | 0.68 | 0.55 | 0.56 | 0.6 | 0.98 | 1.87 |
| Tm | 0.05 | 0.33 | 0.28 | 0.34 | 0.37 | 0.56 | 0.98 |
| Yb | 0.1 | 2.3 | 1.8 | 2 | 2.7 | 3.6 | 5.7 |
| Eu/Eu* | | 0.51 | 0.53 | 0.50 | 0.19 | 0.38 | 0.42 |
| LaN/YbN | | 11.61 | 16.63 | 11.33 | 10.96 | 10.56 | 7.69 |
| Sum_REE | | 177.20 | 181.41 | 150.35 | 179.02 | 252.74 | 329.33 |

Table 6. Major and trace element composition of Paranaíta Intrusive Suite rock samples.

| Sample | | TD-053 | TD-072 | TD-R-139 | TD-R-186 | TD-R-006 | TD-R-036 |
|------------------------------------|------|--------------|---------|----------|----------|----------|----------|
| Rock | | Monzogranite | | | | | |
| | D.L. | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.1 | 72.1 | 71.8 | 68.9 | 74.5 | 68.35 | 64.7 |
| Al ₂ O ₃ | 0.1 | 14.5 | 14.4 | 15 | 12.5 | 13.97 | 14.91 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 1.94 | 3.42 | 3.7 | 1.54 | 2.38 | 4.76 |
| MgO | 0.1 | 0.6 | 0.75 | 0.79 | <D.L. | 0.54 | 1.63 |
| CaO | 0.01 | 1.47 | 1.98 | 2.54 | 0.53 | 2.19 | 3.41 |
| Na ₂ O | 0.1 | 3.86 | 3.78 | 4.02 | 3.53 | 3 | 3.5 |
| K ₂ O | 0.01 | 4.2 | 4.05 | 3.9 | 4.75 | 4.23 | 2.88 |
| MnO | 0.01 | 0.05 | 0.11 | 0.1 | 0.06 | 0.07 | 0.09 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.24 | 0.41 | 0.37 | 0.13 | 0.36 | 0.51 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.097 | 0.147 | 0.122 | 0.019 | 0.07 | 0.18 |
| TOTAL | | 99.057 | 100.847 | 99.442 | 97.559 | 95.16 | 96.57 |
| FeO | 0.14 | 1 | 2.17 | 3.33 | 1.39 | 0.99 | 2.23 |
| FeOt | | 2.75 | 5.25 | 6.66 | 2.77 | 3.13 | 6.51 |
| K ₂ O/Na ₂ O | | 1.09 | 1.07 | 0.97 | 1.35 | 1.41 | 0.82 |
| Na ₂ O+K ₂ O | | 8.06 | 7.83 | 7.92 | 8.28 | 7.23 | 6.38 |
| A/NK | | 1.33 | 1.36 | 1.38 | 1.14 | 1.47 | 1.68 |
| A/CNK | | 1.07 | 1.01 | 0.97 | 1.05 | 1.04 | 0.99 |
| Ba | 5 | 1098 | 689 | 1076 | 677 | 1123 | 1186 |
| Be | 0.1 | 3.5 | 3.7 | 1.6 | 1.9 | 2.5 | 4.2 |
| Cs | 0.05 | 1.69 | 4.01 | 1.53 | 1.29 | 4.31 | 1.19 |
| Ga | 0.1 | 13.9 | 17.9 | 14.1 | 12.8 | 16.9 | 18.1 |
| Hf | 0.05 | 3.54 | 4.32 | 4.07 | 3.14 | 5.24 | 4.23 |
| Nb | 0.05 | 11.76 | 11.43 | 9.56 | 10.18 | 16.03 | 10.72 |
| Rb | 0.2 | 142.9 | 177.5 | 98.4 | 132.5 | 214.2 | 115.8 |
| Sn | 0.3 | 2 | 2.6 | 1.5 | <D.L. | 3.3 | 0.9 |
| Sr | 0.5 | 395.7 | 456 | 423.2 | 100.5 | 268.3 | 500.9 |
| Ta | 0.05 | 0.86 | 0.95 | 0.52 | 0.64 | 1.55 | 0.57 |
| Th | 0.1 | 11.7 | 12.3 | 9.4 | 12 | 11.9 | 9.1 |
| U | 0.05 | 2.95 | 4.17 | 2.6 | 2.53 | 4.15 | 1.98 |
| W | 0.1 | 1.6 | 3.6 | 0.9 | 1.7 | 30.8 | 1.1 |
| Zr | 0.5 | 131.8 | 148.2 | 185.4 | 117.5 | 199.5 | 160.9 |
| Ag | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 0.23 | <D.L. |
| Au | 0.1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| As | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 2 | <D.L. |
| Bi | 0.02 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.04 | 7.63 | -0.02 |
| Cd | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | <D.L. | 0.04 |
| Co | 0.1 | 3.1 | 5.1 | 4.9 | 0.5 | 1.6 | 7.9 |
| Cu | 0.5 | 8.6 | 6.3 | 3 | 2.5 | 7.2 | 9.6 |
| Hg | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | <D.L. | 0.03 | <D.L. |
| Mo | 0.05 | 0.45 | 0.83 | 0.73 | 1.34 | 0.47 | 0.5 |
| Ni | 0.5 | 4.4 | 5.5 | 2.7 | 1.2 | 2.4 | 2 |
| Pb | 0.2 | 10.8 | 8.9 | 5.8 | 9.3 | 17.8 | 3.5 |
| Sb | 0.05 | 0.12 | 0.12 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.05 |
| Se | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Zn | 1 | 27 | 34 | 34 | 11 | 20 | 40 |
| Ce | 0.1 | 75.4 | 147 | 106.2 | 74.4 | 65.9 | 78.9 |
| Dy | 0.05 | 3.16 | 6.6 | 4.21 | 3.59 | 4.24 | 3.65 |
| Er | 0.05 | 1.77 | 3.95 | 2.8 | 2.39 | 2.23 | 2.08 |
| Eu | 0.05 | 0.91 | 1.47 | 1.14 | 0.79 | 1.29 | 1.57 |
| Gd | 0.05 | 3.86 | 7.37 | 5.23 | 3.93 | 5.51 | 5.33 |
| Ho | 0.05 | 0.7 | 1.28 | 0.89 | 0.76 | 0.58 | 0.58 |
| La | 0.1 | 46.5 | 56.2 | 72.4 | 44.1 | 29.4 | 41.6 |
| Lu | 0.05 | 0.34 | 0.69 | 0.38 | 0.39 | 0.52 | 0.2 |
| Nd | 0.1 | 31.7 | 56.7 | 42.6 | 32 | 31.3 | 37.7 |
| Pr | 0.05 | 9.17 | 16.05 | 10.3 | 7.94 | 7.94 | 9.1 |
| Sm | 0.1 | 5 | 10.5 | 6 | 5.1 | 5.3 | 5.9 |
| Tb | 0.05 | 0.51 | 1.15 | 0.76 | 0.58 | 0.62 | 0.52 |
| Tm | 0.05 | 0.34 | 0.65 | 0.39 | 0.39 | 0.34 | 0.19 |
| Yb | 0.1 | 2 | 4.4 | 2.4 | 2.6 | 2.6 | 2.1 |
| Eu/Eu* | | 0.63 | 0.51 | 0.62 | 0.54 | 0.73 | 0.86 |
| LaN/YbN | | 15.68 | 8.61 | 20.34 | 11.44 | 7.62 | 13.36 |
| Sum_REE | | 181.36 | 314.01 | 255.70 | 178.96 | 157.77 | 189.42 |

Table 7. Major and trace element composition of Colider Group and Paranaíta Intrusive Suite intermediate to basic magmatism rock samples.

| Sample Rock | | MC-154C Andesite | TD-001 Dacite | TD-001A Dacite | TD-182 Dacite | TD-216A Dacite | TD-225 Dacite | TD-157 Gabbro | TD-R-001A Dacite | FD-R-021 Gabbro |
|------------------------------------|------|---------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|---------------------|--------------------|
| | D.L. | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.1 | 48.64 | 59.34 | 48.65 | 57.6 | 55.7 | 53.2 | 47.2 | 48.65 | 51.7 |
| Al ₂ O ₃ | 0.1 | 17.67 | 16.44 | 17.35 | 17 | 16.5 | 16.5 | 18.1 | 17.35 | 16.5 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.01 | 10.58 | 6.04 | 11.74 | 7.82 | 9.52 | 10.4 | 12.2 | 11.74 | 10.5 |
| MgO | 0.1 | 8.21 | 3.25 | 5.5 | 2.69 | 2.9 | 3.38 | 5.17 | 5.5 | 2.49 |
| CaO | 0.01 | 9.85 | 5.63 | 9.5 | 4.94 | 6.97 | 7.77 | 9.91 | 9.5 | 7.85 |
| Na ₂ O | 0.1 | 2.9 | 4.18 | 2.57 | 2.81 | 3.95 | 2.26 | 2.73 | 2.57 | 3.56 |
| K ₂ O | 0.01 | 1.48 | 1.87 | 1.29 | 3.38 | 1.57 | 1.37 | 1.16 | 1.29 | 1.35 |
| MnO | 0.01 | 0.27 | 0.09 | 0.18 | 0.12 | 0.14 | 0.2 | 0.21 | 0.18 | 0.2 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.8 | 0.53 | 1.04 | 0.86 | 1.21 | 1.18 | 1.5 | 1.04 | 2.26 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.26 | 0.21 | 0.13 | 0.271 | 0.559 | 0.899 | 0.189 | 0.13 | 0.693 |
| TOTAL | | 100.66 | 97.58 | 97.95 | 97.491 | 99.019 | 97.159 | 98.369 | 97.95 | 97.103 |
| FeO | 0.14 | 3.02 | 2.61 | 5.71 | 7.04 | 4.04 | 3.83 | 10.98 | 5.71 | 4.88 |
| FeOt | | 12.54 | 8.04 | 16.27 | 14.07 | 12.61 | 13.19 | 21.96 | 16.27 | 14.33 |
| FeOt/FeOt+MgO | | 0.60 | 0.71 | 0.75 | 0.84 | 0.81 | 0.80 | 0.81 | 0.95 | 0.97 |
| K ₂ O/Na ₂ O | | 0.51 | 0.45 | 0.50 | 1.20 | 0.40 | 0.61 | 0.42 | 0.50 | 0.38 |
| Na ₂ O+K ₂ O | | 4.38 | 6.05 | 3.86 | 6.19 | 5.52 | 3.63 | 3.89 | 3.86 | 4.91 |
| A/NK | | 2.77 | 1.85 | 3.08 | 2.05 | 2.01 | 3.17 | 3.15 | 3.08 | 2.25 |
| A/CNK | | 0.73 | 0.86 | 0.76 | 0.98 | 0.79 | 0.85 | 0.76 | 0.76 | 0.76 |
| #mg | | 51.83 | 40.11 | 35.97 | 24.40 | 27.60 | 29.75 | 28.45 | 35.97 | 22.40 |
| Ba | 5 | 488 | 703 | 416 | 651 | 854 | 1202 | 465 | 416 | 843 |
| Be | 0.1 | 1.5 | 2.4 | <D.L. | 3.3 | 1.6 | 1.5 | 0.9 | -0.1 | 2.9 |
| Cs | 0.05 | 13.83 | 1.81 | 1.24 | 9.63 | 1.55 | 0.59 | 1.31 | 1.24 | 1.53 |
| Ga | 0.1 | 18.4 | 21.8 | 19.7 | 21.6 | 17.1 | 19.5 | 17.9 | 19.7 | 31.3 |
| Hf | 0.05 | 1.69 | 4.83 | 2.38 | 2.63 | 5.67 | 5.59 | 2 | 2.38 | 10.13 |
| Nb | 0.05 | 2.31 | 10.34 | 7.13 | 15.23 | 9.85 | 7.43 | 8.48 | 7.13 | 24.51 |
| Rb | 0.2 | 114 | 96.7 | 53.1 | 161.9 | 46.1 | 30.6 | 29.1 | 53.1 | 43.4 |
| Sn | 0.3 | 2.4 | 2.5 | 1.2 | 6.8 | 1.6 | 1 | <D.L. | 1.2 | 18 |
| Sr | 0.5 | 812 | 963.6 | 897.4 | 881.8 | 659.6 | 1131 | 767.4 | 897.4 | 460.3 |
| Ta | 0.05 | 0.14 | 1.06 | 0.46 | 0.98 | 0.51 | 0.23 | 0.26 | 0.46 | 1.45 |
| Th | 0.1 | 1.4 | 8.4 | 5.7 | 7.6 | 9.8 | 6.5 | 0.4 | 5.7 | 6.3 |
| U | 0.05 | 0.39 | 1.75 | 0.68 | 4.07 | 2.23 | 1.02 | 0.19 | 0.68 | 1.18 |
| W | 0.1 | <D.L. | 1.6 | 0.6 | 6.4 | 1.2 | 0.5 | <D.L. | 0.6 | 1.1 |
| Zr | 0.5 | 292 | 178.9 | 79.1 | 99.9 | 223.4 | 226.5 | 95.3 | 79.1 | 499.2 |
| Ag | 0.01 | <D.L. | 0.04 | 0.14 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 0.14 | -0.01 |
| Au | 0.1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | -0.1 |
| As | 1 | 3 | 7 | 2 | <D.L. | 2 | <D.L. | 2 | 2 | <D.L. |
| Bi | 0.02 | 0.13 | <D.L. | <D.L. | 0.17 | <D.L. | 0.36 | <D.L. | <D.L. | <D.L. |
| Cd | 0.01 | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.1 | 0.02 | 0.02 | 0.15 | 0.05 | 0.35 |
| Co | 0.1 | 25.4 | 10 | 33.7 | 16.1 | 24.5 | 20.4 | 43.7 | 33.7 | 9 |
| Cu | 0.5 | 6.4 | 16.4 | 75.9 | 19.2 | 56.5 | 27.3 | 53.9 | 75.9 | 14.8 |
| Hg | 0.01 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 0.01 | <D.L. | <D.L. |
| Mo | 0.05 | 5.27 | 0.95 | 0.55 | 2.73 | 0.61 | 1.05 | 0.7 | 0.55 | 0.89 |
| Ni | 0.5 | 51.4 | 22.5 | 26.2 | 7.9 | 41.3 | 3.7 | 54.5 | 26.2 | 3.4 |
| Pb | 0.2 | 3.9 | 5 | 4.4 | 3.9 | 3.2 | 2.8 | 4.1 | 4.4 | 4.8 |
| Sb | 0.05 | 0.14 | 0.19 | 0.12 | 0.15 | 0.52 | 0.19 | 0.34 | 0.12 | 0.09 |
| Se | 1 | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | <D.L. | 1 |
| Zn | 1 | 55 | 36 | 89 | 74 | 82 | 75 | 55 | 89 | 71 |
| Ce | 0.1 | 31.6 | 64 | 35.3 | 64 | 103.6 | 99.6 | 36.4 | 35.3 | 80.5 |
| Dy | 0.05 | 3.04 | 2.15 | 2.95 | 10.95 | 5.36 | 6.15 | 3.14 | 2.95 | 11.4 |
| Er | 0.05 | 1.45 | 0.92 | 2.24 | 5.78 | 2.77 | 3.29 | 1.61 | 2.24 | 6.67 |
| Eu | 0.05 | 1.13 | 1.25 | 1.03 | 1.92 | 2.18 | 2.81 | 1.54 | 1.03 | 4.69 |
| Gd | 0.05 | 3.37 | 4.47 | 4 | 13.62 | 8 | 9.15 | 3.86 | 4 | 13.42 |
| Ho | 0.05 | 0.62 | 0.36 | 0.35 | 2.02 | 1.01 | 1.14 | 0.62 | 0.35 | 2.47 |
| La | 0.1 | 15.3 | 32.6 | 18.6 | 169.6 | 44.5 | 42.5 | 21.4 | 18.6 | 37.2 |
| Lu | 0.05 | 0.25 | 0.42 | 0.26 | 0.71 | 0.41 | 0.45 | 0.19 | 0.26 | 0.88 |
| Nd | 0.1 | 17.9 | 30.2 | 19.9 | 107.6 | 53.5 | 56.7 | 21.8 | 19.9 | 46.8 |
| Pr | 0.05 | 4.51 | 7.32 | 4.59 | 25.85 | 13.1 | 13.2 | 4.28 | 4.59 | 10.58 |
| Sm | 0.1 | 4 | 4.4 | 3.6 | 16.6 | 10.2 | 10.7 | 4.3 | 3.6 | 12.3 |
| Tb | 0.05 | 0.46 | 0.48 | 0.46 | 1.97 | 1.03 | 1.16 | 0.55 | 0.46 | 1.98 |
| Tm | 0.05 | 0.26 | 0.08 | 0.2 | 0.76 | 0.39 | 0.44 | 0.2 | 0.2 | 0.9 |
| Yb | 0.1 | 1.4 | 1.3 | 1.7 | 5.2 | 2.5 | 2.8 | 1.4 | 1.7 | 6.2 |
| Sum REE | | 85.29 | 149.95 | 95.18 | 426.58 | 248.55 | 250.09 | 101.29 | 95.18 | 235.99 |
| Eu/Eu* | | 0.94 | 0.86 | 0.83 | 0.39 | 0.74 | 0.87 | 1.16 | 0.83 | 1.12 |
| CeN/YbN | | 6.27 | 13.68 | 5.77 | 3.42 | 11.51 | 9.88 | 7.22 | 5.77 | 3.61 |

In relation to the alumina saturation index, in the Maniar and Piccoli (1989) diagram, the basic to intermediate samples plot in the metaluminous field and the felsic rocks in both, peraluminous and metaluminous fields (Fig. 16b).

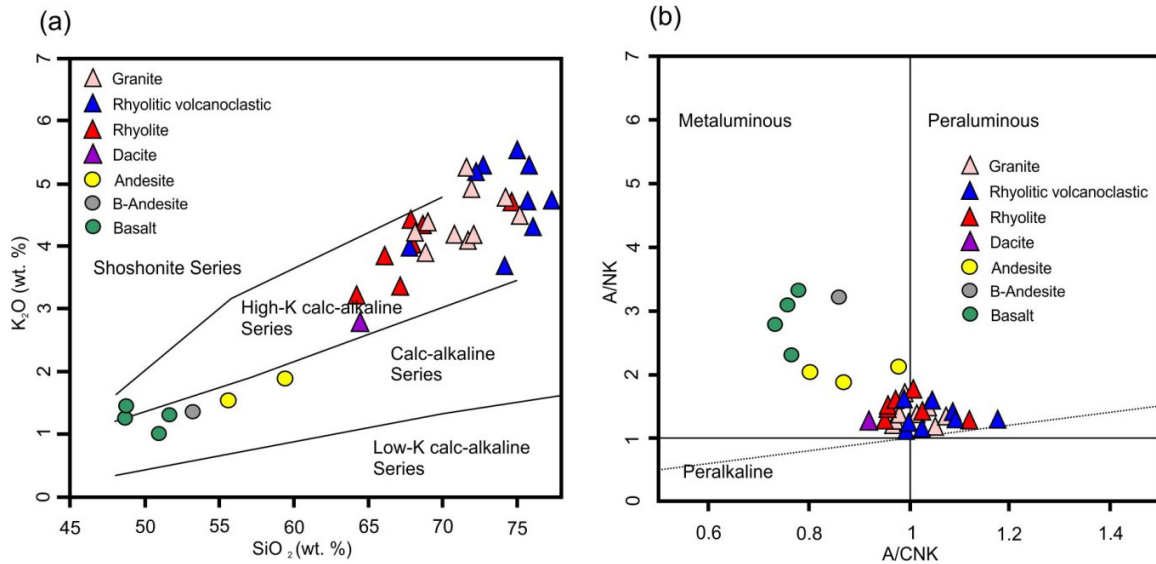


Fig. 16. SiO_2 versus K_2O diagram Peccerillo and Taylor (1976); and (b) Alumina saturation index $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A/NK) versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A/CNK) from Maniar and Piccoli (1989) diagram.

Considering the Volcanic Domain rocks as products of the same magmatic source, all results were plotted in Harker's type diagrams using SiO_2 as the differentiation index versus major elements (Fig. 17). The diagrams exhibit negative correlations trends for most elements which evidence the role of crystal fractioning process of commonly observed crystal phases in the magmatic evolution: (Al_2O_3 , CaO) plagioclase; (MgO) pyroxene, hornblende and biotite; (TiO_2) titanite; (Fe_2O_3) magnetite. The K_2O diagram is the only that shows a positive correlation as expected for the high-k calc-alkaline series magmas.

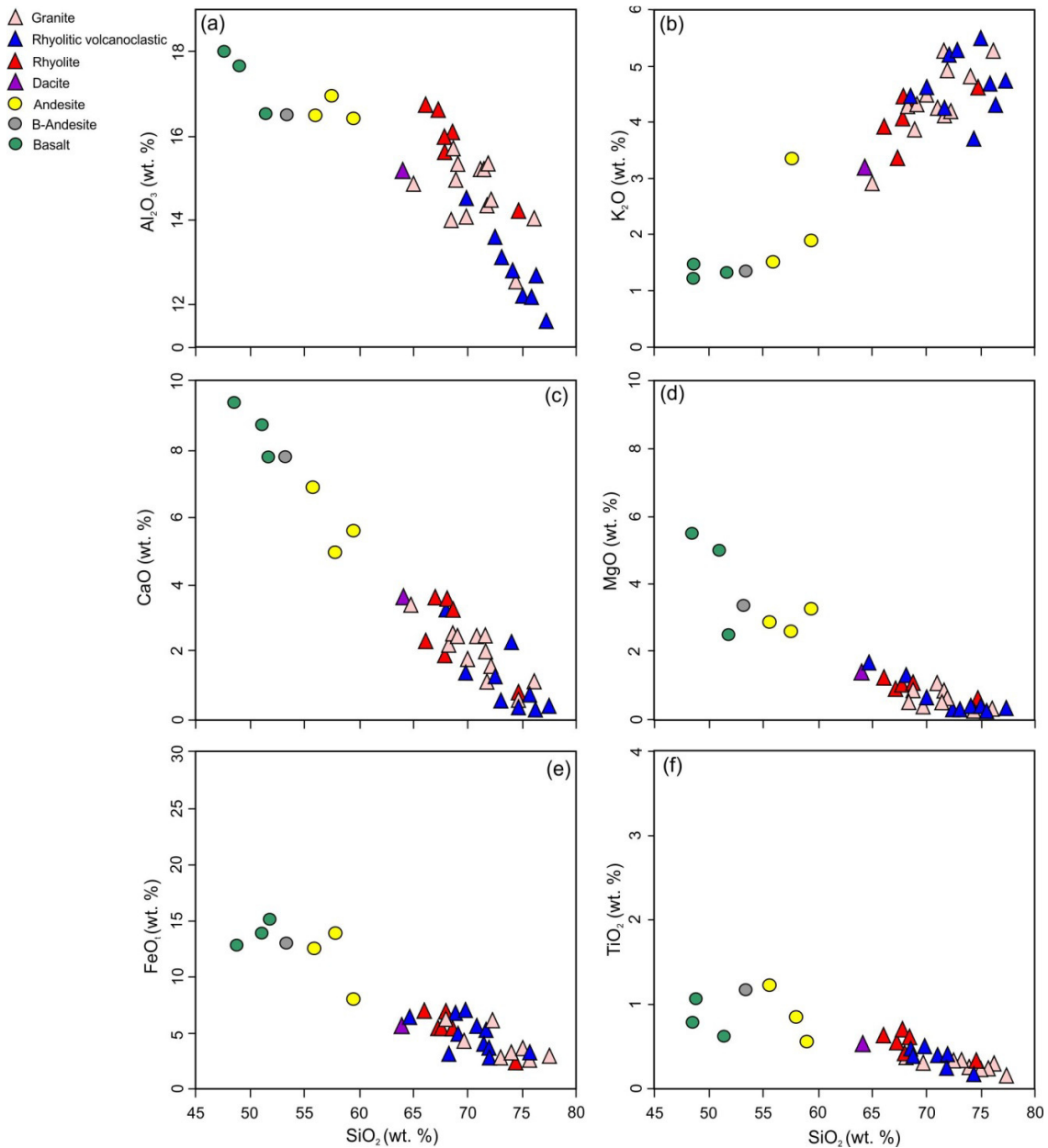


Fig. 17. Harker's type binary variation diagrams from major and trace elements for felsic Colider Group and Paranaíta Intrusive Suite rock samples.

The REE elements from both Colider Group and Paranaíta Intrusive Suite rock samples have similar behaviors in the spider diagrams (Fig. 18a). They are enriched in light REE in relation to heavy REE (L_n/Y_n 7.01 to 20.34) and have negative Eu anomalies (Eu/Eu^* 0.15 to 0.86). The (Fig. 18c) also show well defined Nb, P and Ti negative anomalies and a Pb positive anomaly.

The chondrite (Fig. 18b) normalized REE patterns for the Colider Group basic to intermediate rock samples show a smooth light REE fractioning against the heavy REE and a gap between the basaltic with the basaltic andesite and andesitic rocks, that are more differentiated. The primitive mantle normalized spidergram (Fig. 18d) also exhibit differences between the basic

to the intermediate rocks mainly in the distribution pattern the HFS elements. Conversely, both are enriched in LIL elements in relation to the HFS elements and have a well-defined Nb and Ti negative anomaly, similar to the acid rocks spidergrams.

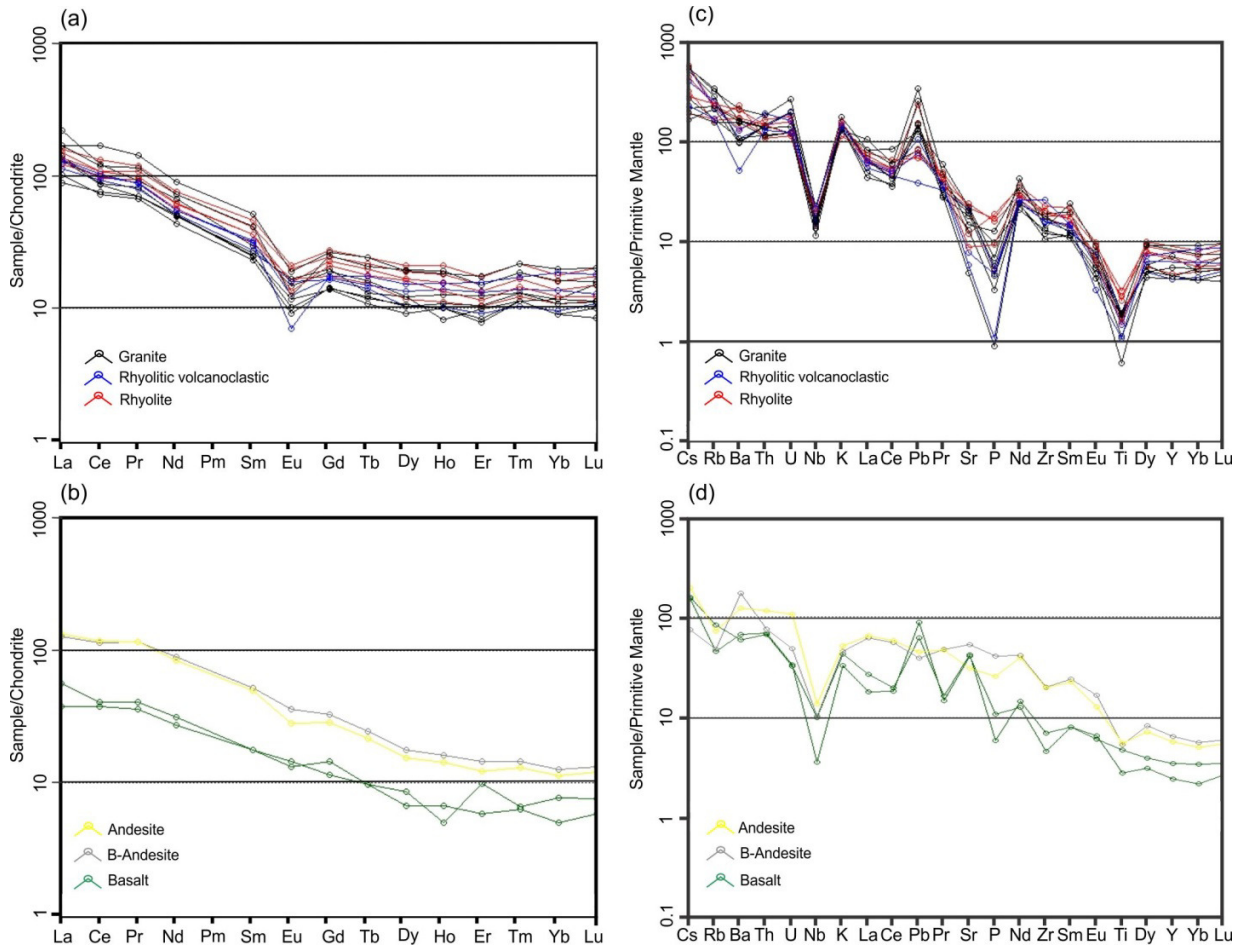


Fig. 18. Chondrite normalized rare earth elements (REE) spidergram (Nakamura, 1974) from Colider Group and Paranaíta Intrusive Suite felsic rock samples (a) and Colider Group basic to intermediate rock samples (c) and (d) Trace elements (large ion lithophile - LIL) and (high field strength - HFS) primitive mantle normalized spidergram Sun e McDonough (1989) for the same rocks samples used in (a) and (b).

In order to define the tectonic ambience of the Volcanic Domain, is employed a diagram that use ratios between LIL and HFS group elements (Fig. 19). The utilization of Ta/Yb *versus* Th/Yb diagram for subduction related basalts has shown to be useful, allowing discriminating between subduction related against mantellic magmatic types (Pearce, 1982). Ytterbium (Yb) is the denominator element used for both ratios with the purpose of eliminating variations resulted from both partial fusion and fractional crystallization process, allowing to focus in the magmatic source composition as the main petrogenetic variable (Pearce, 1982).

In the Fig. 19 the samples plot in the calc-alkaline area, from active continental margin environment, with an enriched mantle source influenced by subduction components and crustal contamination, similar to the Central Andes rocks.

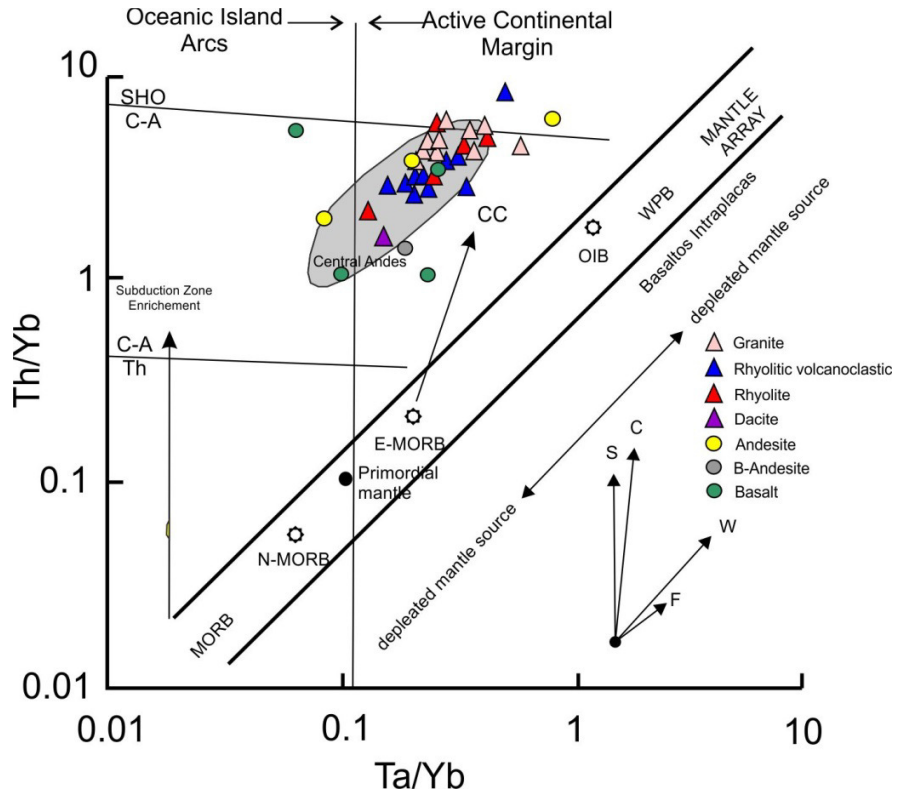


Fig. 19. Tectonic-magmatic discriminating diagram from Pearce et al., (1984) using Th/Yb *versus* Ta/Yb ratios for Volcanic Domain rock samples. Uncontaminated intracontinental plate basalts should plot in the WPB region. Vectors shown indicate the influence of subduction components (S), within-plate enrichment (W), crustal contamination (C) and fractional crystallization (F). CC - crustal contamination. Th - Tholeiitic field, C-A calc-alkaline field, SHO - shoshonitic field. N, E-MORB and OIB values from Sun & McDonough (1989).

7. Geochronological results

This work brings out a set of seven geochronological U-Pb (zircon) and four Sm-Nd (whole rock) results data from rock samples that represent the Volcanic Domain (Table 10 to Table 16). Relevant information as localization, lithotypes, lithostratigraphic unit and analytic method are arranged in Fig. 3 and Table 8.

Table 8.

Basic information about the analyzed samples. Samples identifications, geographic coordinates from the sampled outcrop (wgs84), lithologies, related litostratigraphic unit and analytical method.

| Sample | Latitude | Longitude | Litology | Unit | Analytical Method |
|------------|----------|-----------|------------------|-----------------|--------------------------|
| TD-095 | -9.0430 | -58.8644 | Rhyodacite | Colider Group | U-PB LA-ICP-MS |
| TD-T-063K | -9.1652 | -58.5575 | Volcanoclastic | Colider Group | U-PB LA-ICP-MS and Sm-Nd |
| TD-107 | -9.2646 | -59.0704 | Andesite | Colider Group | U-PB LA-ICP-MS and Sm-Nd |
| GR-001 | -9.1394 | -58.5659 | Microgranite | Paranaíta Suite | U-PB LA-ICP-MS |
| GR-001A | -9.1394 | -58.5659 | Porphyry granite | Paranaíta Suite | U-PB LA-ICP-MS |
| TD-T-050S | -9.1394 | -58.5659 | Porphyry granite | Paranaíta Suite | U-PB LA-ICP-MS and Sm-Nd |
| TD-T-050AM | -9.1394 | -58.5659 | Microgranite | Paranaíta Suite | U-PB LA-ICP-MS and Sm-Nd |

7.1 Sm-Nd

Table 9 gathers the whole-rock Sm-Nd analytical results and depleted mantle T_{DM} and ϵ_{Nd} calculations from Colider Group and Paranaíta Intrusive Suite rock samples. The oldest T_{DM} age obtained (2.4 Ga) for the sample TD-T-050S (Paranaíta Intrusive Suite porphyry granite) also has the unique negative ϵ_{Nd} value in this data set. Conversely, another sample from Paranaíta Intrusive Suite (TD-T-050AM microgranite) has a younger T_{DM} age and a slightly positive ϵ_{Nd} value, (2.0 Ga and +0.68) respectively. The T_{DM} age calculated for the Colider Group felsic rocks sample (TD-T-063K volcanoclastic) obtained the younger age (1.9 Ga) and with a positive ϵ_{Nd} value of +2.05. The sample (TD-R-107 andesite) representative of the Colider Group basic to intermediate magmatism has a T_{DM} age of 2.2 Ga and ϵ_{Nd} value of +0.4, which result is also consistent with the expected Sm-Nd isotopic signature of the Volcanic Domain magmatism.

Table 9.

Whole rock Sm-Nd analytic data from Volcanic Domain rock samples.

| Sample | Rock | Sm(ppm) | Nd(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm \text{error } 10^{-6})$ | $\epsilon_{Nd(t)}$ | $\epsilon_{Nd(t)}$ | T_{DM} (Ga) | (t) |
|------------|------------------|---------|---------|-----------------------------------|---|--------------------|--------------------|---------------|-----|
| TD-T-063K | Volcanoclastic | 4.787 | 30.316 | 0.0954 | 0.511541 +/-14 | -21.4 | 2.05 | 1.9 | 1.8 |
| TD-T-050AM | Microgranite | 3.834 | 21.847 | 0.1061 | 0.511592 +/-16 | -20.4 | 0.68 | 2.0 | 1.8 |
| TD-R-107 | Andesite | 4.691 | 19.579 | 0.1448 | 0.512042 +/-22 | -11.64 | 0.4 | 2.2 | 1.8 |
| TD-T-050S | Porphyry granite | 4.567 | 23.888 | 0.1156 | 0.511518 +/-17 | -21.85 | -3.09 | 2.4 | 1.8 |

Notes: Samples ordered from younger to older. All data recalculated using CHUR isotopic ratios: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.19665$; $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}=0.512655$; MORB isotopic ratios: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21353$; $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}=0.513168$. Depleted mantle model (De Paolo, 1981). (t) ages in Ga.

The diagram of ϵ_{Nd} evolution *versus* time (Fig. 20), built with Sm-Nd data available in the literature and new results presented here for the Volcanic Domain shows a broad interval of T_{DM} , with ages ranging from (2.40 to 1.84 Ga). The $\epsilon_{Nd(t)}$ ($t=1.8$ Ga) calculated for these samples vary from negative (-0.20 to -3.90) to positive (0.10 to 2.50). Note that the negative and positive $\epsilon_{Nd(t)}$ values are direct related to the oldest (2.4 to 2.1 Ga) and younger (2.0 a 1.9 Ga) T_{DM} ages. For Colider Group, the younger T_{DM} ages with positive $\epsilon_{Nd(t)}$ values, are related to the mafic magmatism rocks.

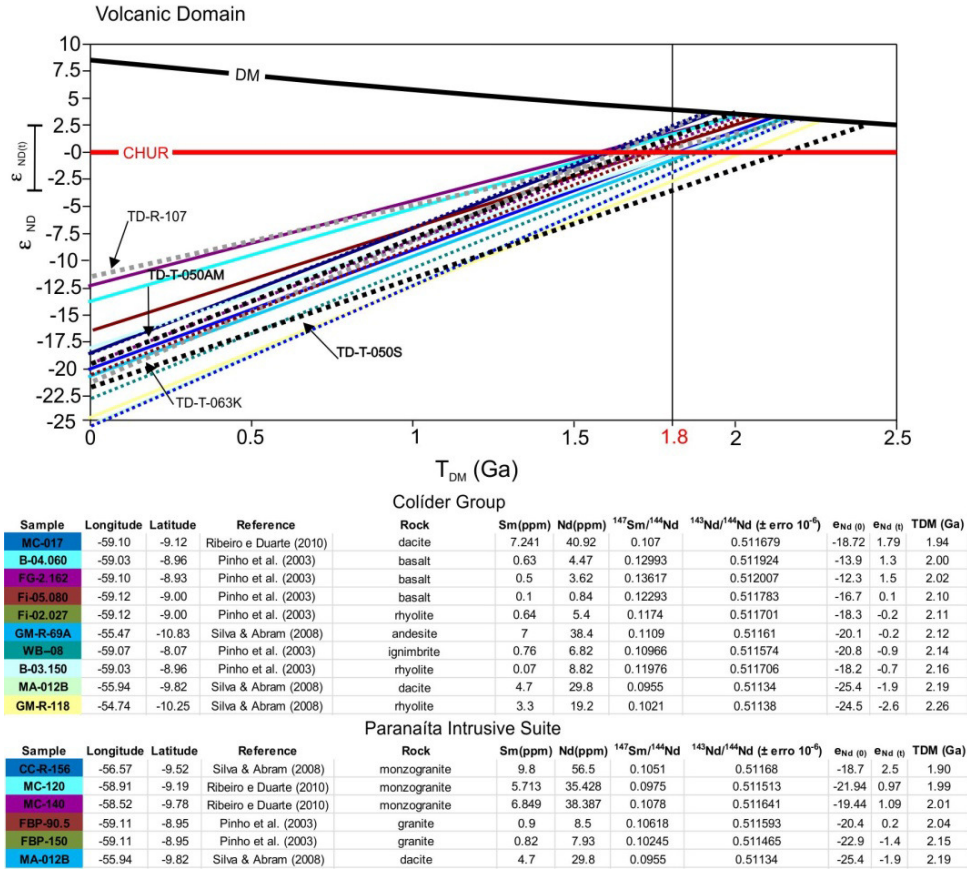


Fig. 20. Available Nd-isotope evolution of the Volcanic Domain magmatism. The solid lines are from Colider Group samples and dotted lines from Paranaíta Intrusive samples. For comparison the samples analyzed in this work were also plotted. The $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values were recalculated for $t=1.8$ Ga. The tables below the graphic show the Sm-Nd data from the samples used to construct the graphic. Depleted Mantle (DM); Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). Depleted mantle model (De Paolo, 1981). Chondrite present day values $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512636$. ^{147}Sm Decay constant= 6.54×10^{-12} .

The behavior of Juruena Complex T_{DM} ages and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (Fig. 21) is very similar to that of the Volcanic Domain. The T_{DM} age range for 13 rock samples is 370 Ma, between 2.30 and 1.93 Ga, with a mean age of 2.07 Ga, and the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, with ($t=1.78$ Ga), vary between positive (0.26 to 2.10) and negative (-0.25 to -2.57).

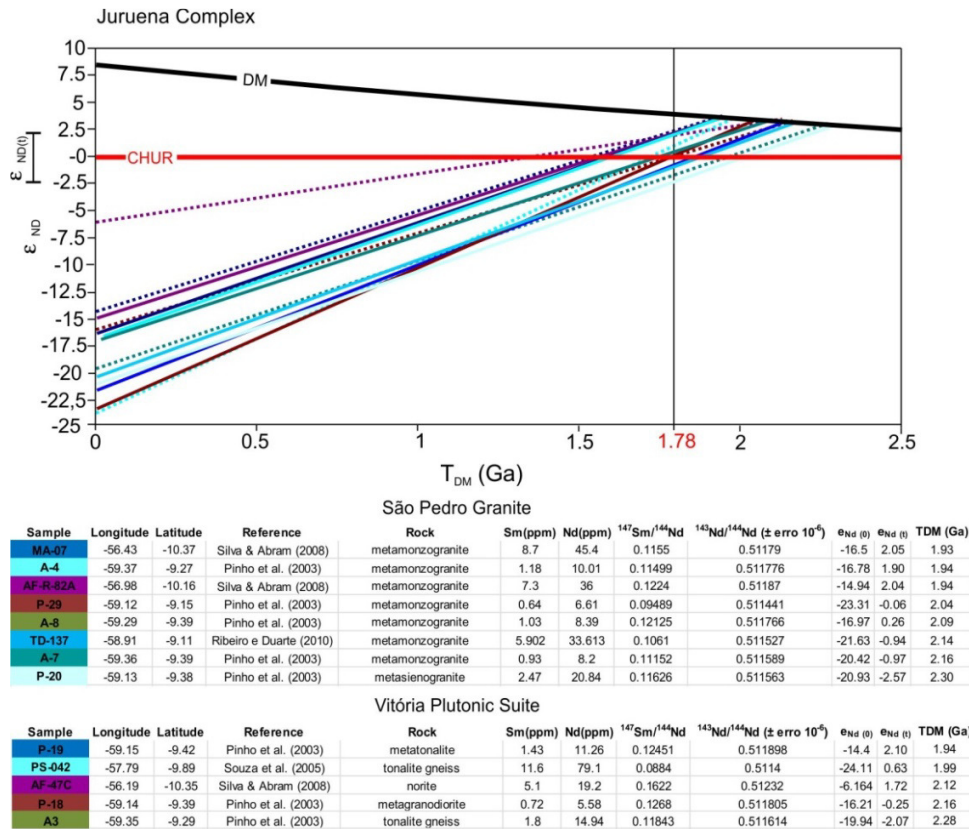


Fig. 21. Nd-isotope evolution of Jurueua Complex magmatism available from literature. The solid lines are from São Pedro Granite samples and dotted lines from Vitória Plutonic Suite samples. The $\epsilon_{Nd(t)}$ values were recalculated for $t=1.78$ Ga (Jurueua Complex crystallization age). The tables below the graphic show the Sm-Nd data from the samples used to construct the graphic. Depleted Mantle (DM); Chondritic Uniform Reservoir (CHUR). Depleted mantle model (De Paolo, 1981). Chondrite present day $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512636$. ^{147}Sm Decay constant= 6.54×10^{-12} .

The same direct relation between the older and younger T_{DM} ages related to negative and positive $\epsilon_{Nd(t)}$ values, respectively observed for the Volcanic Domain and also with nearly identical T_{DM} ages and $\epsilon_{Nd(t)}$ ranges, is found for the Jurueua Complex Sm-Nd results as follow. Older interval (2.3 to 2.1 Ga with $\epsilon_{Nd(t)}$ -0.25 to -2.57) and younger interval (2.0 to 1.9 Ga with $\epsilon_{Nd(t)}$ 0.26 to 2.10).

7.2 Zircon U-Pb LA-ICP-MS results

The following geochronological results are from U-Pb (zircon) analyses performed in Volcanic Domain representative rock samples. The zircon crystals morphology descriptions are based in the works of Pupin (1980) and Corfu et al., (2003). Fig. 22 is a modified Pupin (1980) zircon classification diagram, based in the relative development of prismatic faces (vertical y axis) and pyramidal (horizontal x axis) in which the zircon crystals are arranged according to the relative prismatic $\{100\}$ versus $\{110\}$ and pyramidal $\{211\}$ versus $\{101\}$ faces growth.

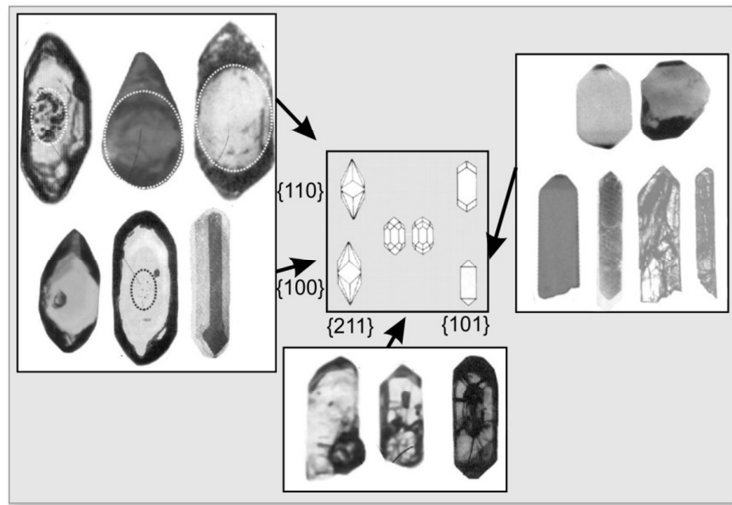


Fig. 22. Diagram based on the relative development of the prismatic (vertical axis) and pyramidal crystal faces (horizontal axis). {} crystallographic planes. Modified from Corfu et al., (2003) after Pupin (1980).

7.2.1 Paranaíta Intrusive Suite

Sample GR-001 - This sample is a microgranite from Paranaíta Intrusive Suite. The cathodoluminescence (CL) images of the zircon grains show simple oscillatory zoning and rarely rebalance zones (Fig. 23a). Two typical igneous morphologies are seen. The predominant is stubby and equant shaped {100} and {110} Pupin (1980) types, with elongation (length to width) 1.5:1 ratio and with an (y) axis size between 300 to 400 μm . The subordinate population shows needle-shaped {101} type with an elongation (length to width) 5:1 ratio and with an (y) axis size between 400 to 500 μm . Twenty seven spots were analyzed in twenty four zircon cores and rims, and despite the differences in habit, the isotopic analysis resulted in a single $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ group of ages, from 1815 to 1780 Ma (Table 10). Except the spots Z7, Z11, Z18 and Z24, that showed dispersion, the others were used to calculate the upper intercept age of 1787 ± 8 Ma (MSWD de 1.2) (Fig. 23b). An alternative calculation used the most concordant data, resulting in the Concordia Age of 1780 ± 4 Ma age (Fig. 23c).

The two ages overlap within the analytical uncertainties and both can be used to express the crystallization age of the analyzed granite.

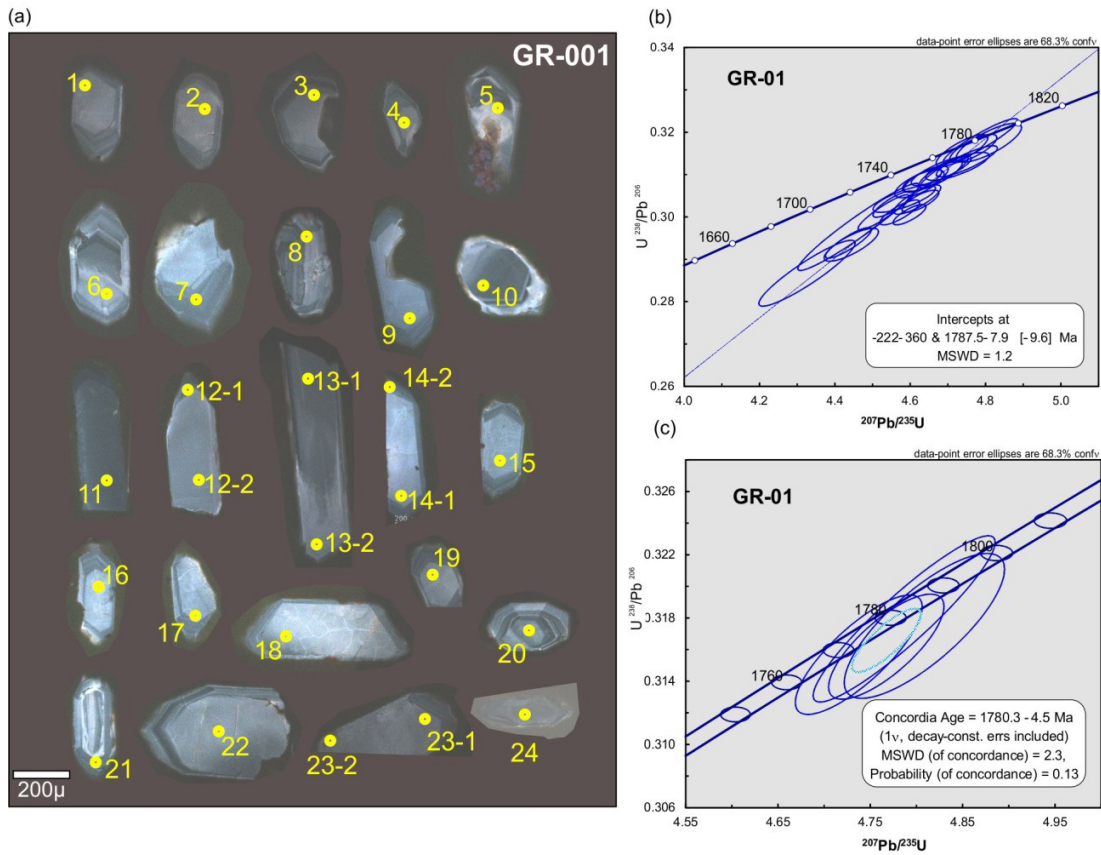


Fig. 23. (a) Cathodoluminescence image of zircon crystals from a Paranaíba Intrusive Suite monzogranite (sample GR-001) showing the morphological characteristics and spots location; (b) U-Pb upper intercept age in the concordia diagram and; (c) U-Pb Concordia Age for the most concordant group.

Table 10.
U-Pb LA-ICP-MS data for sample GR-001 microgranite from Paranaíta Intrusive Suite.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th | ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ Pb | Error (%) | ²⁰⁷ Pb | Error (%) | ²⁰⁶ Pb | Error (%) | Rho | Apparent Ages | | | | | | Conc.(%) | | | | | | | | |
|--------|----------------------|-------|-------------------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|-------------------|-----------|------|---------------|-------------------|-------------------|----|------------------|----|----------|------------------|----|-------------------|---------|-------------------|---------|-------------------|---------|
| | | | | | | | | | | | U | ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb | 1s | ²³⁵ U | 1s | | ²³⁸ U | 1s | ²⁰⁷ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| GR-001 | microgranite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Z01 | 0.010 | 0.277 | 151754 | 0.109489 | 0.42 | 4.436 | 0.91 | 0.293862 | 0.81 | 0.87 | 1791 | 8 | 1719 | 8 | 1661 | 12 | 92.73 | | | | | | | | |
| Z02 | 0.009 | 0.266 | 167119 | 0.109479 | 0.44 | 4.681 | 0.81 | 0.310084 | 0.69 | 0.81 | 1791 | 8 | 1764 | 7 | 1741 | 10 | 97.23 | | | | | | | | |
| Z03 | 0.008 | 0.261 | 198397 | 0.109559 | 0.39 | 4.690 | 0.90 | 0.310465 | 0.82 | 0.89 | 1792 | 7 | 1765 | 8 | 1743 | 12 | 97.26 | | | | | | | | |
| Z04 | 0.013 | 0.377 | 118499 | 0.110030 | 0.82 | 4.750 | 1.12 | 0.313127 | 0.77 | 0.85 | 1800 | 15 | 1776 | 9 | 1756 | 12 | 97.56 | | | | | | | | |
| Z05 | 0.024 | 0.358 | 64802 | 0.108744 | 0.67 | 4.463 | 2.38 | 0.297641 | 2.28 | 0.96 | 1778 | 12 | 1724 | 20 | 1680 | 34 | 94.44 | | | | | | | | |
| Z06 | 0.010 | 0.266 | 160956 | 0.110507 | 0.40 | 4.627 | 0.70 | 0.303700 | 0.57 | 0.76 | 1808 | 7 | 1754 | 6 | 1710 | 8 | 94.57 | | | | | | | | |
| Z08 | 0.006 | 0.271 | 275115 | 0.109193 | 0.81 | 4.787 | 1.36 | 0.317939 | 1.09 | 0.92 | 1786 | 15 | 1783 | 11 | 1780 | 17 | 99.65 | | | | | | | | |
| Z09 | 0.006 | 0.256 | 253521 | 0.110159 | 0.48 | 4.619 | 0.89 | 0.304094 | 0.75 | 0.82 | 1802 | 9 | 1753 | 7 | 1712 | 11 | 94.98 | | | | | | | | |
| Z10 | 0.004 | 0.349 | 368472 | 0.110155 | 0.40 | 4.572 | 0.76 | 0.301056 | 0.65 | 0.82 | 1802 | 7 | 1744 | 6 | 1697 | 10 | 94.15 | | | | | | | | |
| Z12.1 | 0.003 | 0.331 | 528458 | 0.109230 | 0.85 | 4.682 | 1.13 | 0.310907 | 0.74 | 0.83 | 1787 | 15 | 1764 | 9 | 1745 | 11 | 97.68 | | | | | | | | |
| Z12.2 | 0.008 | 0.339 | 205578 | 0.108839 | 0.46 | 4.631 | 0.74 | 0.308625 | 0.58 | 0.73 | 1780 | 8 | 1755 | 6 | 1734 | 9 | 97.41 | | | | | | | | |
| Z13.1 | 0.015 | 0.406 | 107065 | 0.108846 | 0.54 | 4.738 | 0.96 | 0.315674 | 0.79 | 0.80 | 1780 | 10 | 1774 | 8 | 1769 | 12 | 99.35 | | | | | | | | |
| Z13.2 | 0.015 | 0.295 | 105407 | 0.109842 | 0.62 | 4.444 | 1.07 | 0.293415 | 0.87 | 0.80 | 1797 | 11 | 1721 | 9 | 1659 | 13 | 92.31 | | | | | | | | |
| Z14.1 | 0.011 | 0.331 | 139374 | 0.109274 | 0.97 | 4.584 | 1.19 | 0.304278 | 0.69 | 0.77 | 1787 | 18 | 1746 | 10 | 1712 | 10 | 95.81 | | | | | | | | |
| Z14.2 | 0.010 | 0.322 | 156426 | 0.109355 | 0.52 | 4.767 | 0.87 | 0.316182 | 0.69 | 0.77 | 1789 | 9 | 1779 | 7 | 1771 | 11 | 99.01 | | | | | | | | |
| Z15 | 0.009 | 0.305 | 178560 | 0.108994 | 0.51 | 4.642 | 0.84 | 0.308904 | 0.66 | 0.75 | 1783 | 9 | 1757 | 7 | 1735 | 10 | 97.34 | | | | | | | | |
| Z16 | 0.012 | 0.268 | 127655 | 0.108962 | 0.61 | 4.625 | 0.93 | 0.307819 | 0.71 | 0.72 | 1782 | 11 | 1754 | 8 | 1730 | 11 | 97.07 | | | | | | | | |
| Z17 | 0.009 | 0.323 | 165892 | 0.109872 | 0.95 | 4.725 | 1.18 | 0.311926 | 0.70 | 0.78 | 1797 | 17 | 1772 | 10 | 1750 | 11 | 97.38 | | | | | | | | |
| Z19 | 0.030 | 0.294 | 53551 | 0.109442 | 0.76 | 4.326 | 1.95 | 0.286701 | 1.79 | 0.92 | 1790 | 14 | 1698 | 16 | 1625 | 26 | 90.78 | | | | | | | | |
| Z20 | 0.019 | 0.272 | 82190 | 0.109845 | 0.72 | 4.809 | 1.19 | 0.317497 | 0.95 | 0.78 | 1797 | 13 | 1786 | 10 | 1777 | 15 | 98.92 | | | | | | | | |
| Z22 | 0.002 | 0.432 | 674242 | 0.110971 | 0.34 | 4.598 | 0.63 | 0.300540 | 0.53 | 0.79 | 1815 | 6 | 1749 | 5 | 1694 | 8 | 93.31 | | | | | | | | |
| Z23.1 | 0.009 | 0.261 | 181133 | 0.109036 | 0.39 | 4.555 | 0.78 | 0.303012 | 0.67 | 0.84 | 1783 | 7 | 1741 | 6 | 1706 | 10 | 95.67 | | | | | | | | |
| Z23.2 | 0.008 | 0.275 | 189294 | 0.109111 | 0.38 | 4.529 | 0.99 | 0.301074 | 0.91 | 0.91 | 1785 | 7 | 1736 | 8 | 1697 | 14 | 95.07 | | | | | | | | |
| Z07 | 0.01 | 0.37 | 175366 | 0.112240 | 0.38 | 4.788 | 0.71 | 0.309366 | 0.60 | 0.80 | 1836 | 7 | 1783 | 6 | 1738 | 9 | 94.64 | | | | | | | | |
| Z18 | 0.01 | 0.29 | 115566 | 0.107741 | 0.66 | 4.613 | 1.11 | 0.310517 | 0.89 | 0.78 | 1762 | 12 | 1752 | 9 | 1743 | 14 | 98.96 | | | | | | | | |
| Z11 | 0.01 | 0.54 | 180550 | 0.112906 | 0.33 | 4.992 | 0.69 | 0.320684 | 0.60 | 0.85 | 1847 | 6 | 1818 | 6 | 1793 | 9 | 97.10 | | | | | | | | |
| Z24 | 0.01 | 0.31 | 173415 | 0.108529 | 1.13 | 4.848 | 1.51 | 0.323949 | 1.00 | 0.85 | 1775 | 20 | 1793 | 13 | 1809 | 16 | 101.92 | | | | | | | | |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Grey filled lines represent spots used in the concordia age calculation. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

Sample GR-001A - This rock sample is porphyritic granite found in contact with the GR-001 microgranite. The zircon extracted from this sample is rich in inclusion and fractures. Back scattered electron (BSE) image of the zircons exhibit thin and well defined oscillatory zonation pattern and no indications of overgrown bands (Fig. 24a). The crystal morphology is characteristic of slow cooling plutonic rocks, types {100} and {110} (Pupin, 1980), with elongation (length to width) ratio of 2:1 and an (y) axis size between 150 to 300 μm . Twenty four spots in twenty four zircons were analyzed (Table 11), but two were discarded due to their high analytical error (Z24 and Z5). All other results were used in the regression that presented an upper intercept age of 1811 ± 6 Ma, associated with a MSWD of 0.94 (Fig. 24b), which is interpreted as the crystallization age of the sample.

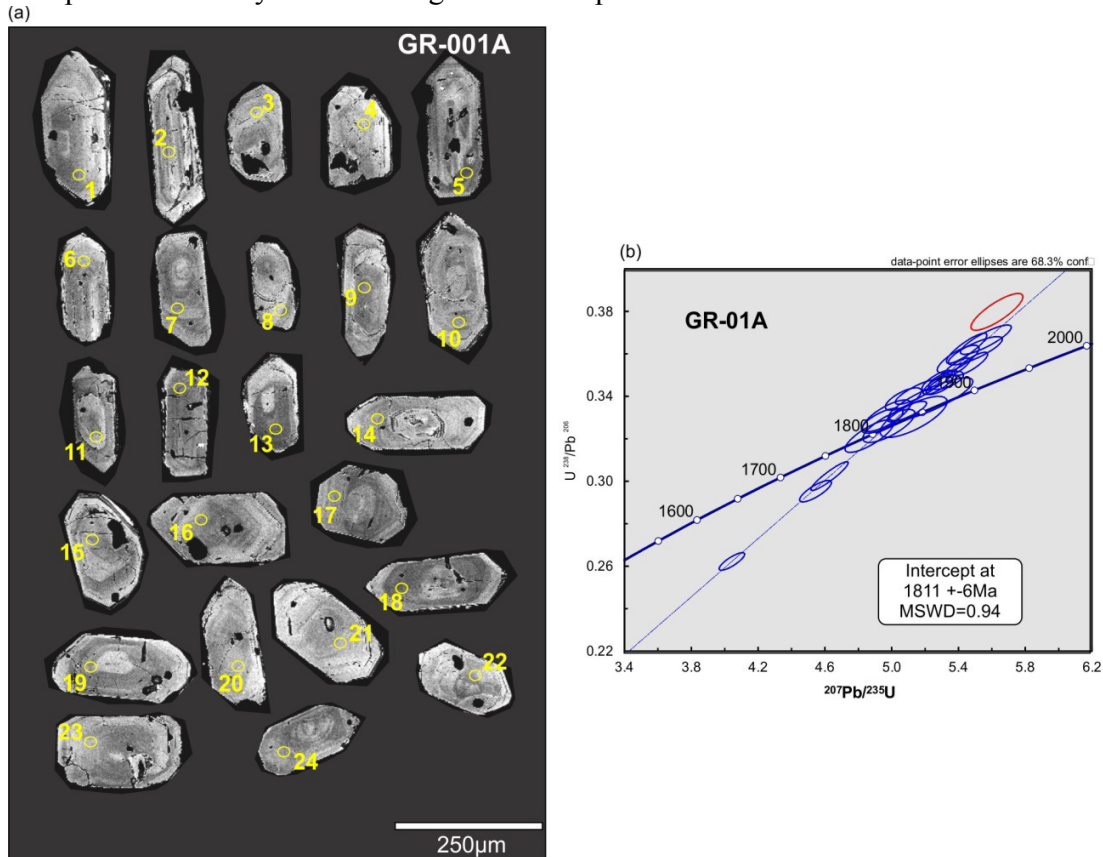


Fig. 24. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíba Intrusive Suite porphyry granite (sample GR-001A) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram for GR-001A data.

Table 11.
U-Pb LA-ICP-MS data for sample GR-001A porphyry granite from Paranaíta Intrusive Suite.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th U | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | Error (%) 1σ | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | Error (%) 1σ | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | Error (%) 1σ | Rho | Apparent Ages | | | | | | Conc.(%) |
|----------------|----------------------|------------------|--|--|-----------------|---------------------------------------|-----------------|---------------------------------------|-----------------|-----------------|--|---------------|---------------------------------------|---------------|---------------------------------------|---------------|-------------------|
| | | | | | | | | | | | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | 1s (Ma) | |
| GR-001A | | | porphyry granite | | | | | | | | | | | | | | |
| Z01 | 0.009 | 0.540 | 168906 | 0.111002 | 0.60 | 4.628 | 1.59 | 0.302399 | 1.47 | 0.92 | 1816 | 11 | 1754 | 13 | 1703 | 22 | 93.79 |
| Z02 | 0.008 | 0.659 | 186002 | 0.108998 | 0.71 | 5.449 | 1.47 | 0.362601 | 1.29 | 0.87 | 1783 | 13 | 1893 | 13 | 1994 | 22 | 111.88 |
| Z03 | 0.012 | 0.742 | 137600 | 0.111838 | 0.68 | 4.043 | 1.24 | 0.262207 | 1.04 | 0.82 | 1830 | 12 | 1643 | 10 | 1501 | 14 | 82.05 |
| Z04 | 0.021 | 0.480 | 72585 | 0.112119 | 2.51 | 5.234 | 3.19 | 0.338563 | 1.97 | 0.83 | 1834 | 45 | 1858 | 27 | 1880 | 32 | 102.49 |
| Z06 | 0.008 | 0.434 | 189271 | 0.110565 | 0.53 | 5.390 | 0.99 | 0.353543 | 0.84 | 0.83 | 1809 | 10 | 1883 | 8 | 1951 | 14 | 107.89 |
| Z07 | 0.011 | 0.563 | 136178 | 0.111793 | 0.64 | 5.476 | 1.20 | 0.355270 | 1.01 | 0.83 | 1829 | 12 | 1897 | 10 | 1960 | 17 | 107.16 |
| Z08 | 0.009 | 0.451 | 176737 | 0.110071 | 1.32 | 5.564 | 1.81 | 0.366634 | 1.24 | 0.85 | 1801 | 24 | 1911 | 16 | 2014 | 21 | 111.83 |
| Z09 | 0.009 | 0.582 | 175763 | 0.110780 | 0.67 | 5.279 | 1.13 | 0.345641 | 0.92 | 0.79 | 1812 | 12 | 1866 | 10 | 1914 | 15 | 105.60 |
| Z10 | 0.009 | 0.603 | 162328 | 0.111240 | 0.70 | 5.297 | 1.12 | 0.345352 | 0.87 | 0.76 | 1820 | 13 | 1868 | 10 | 1912 | 14 | 105.09 |
| Z11 | 0.008 | 0.515 | 180488 | 0.111160 | 1.00 | 5.326 | 1.29 | 0.347514 | 0.81 | 0.60 | 1818 | 18 | 1873 | 11 | 1923 | 14 | 105.73 |
| Z12 | 0.006 | 0.413 | 274298 | 0.109281 | 1.27 | 5.154 | 1.70 | 0.342059 | 1.12 | 0.84 | 1787 | 23 | 1845 | 14 | 1897 | 18 | 106.10 |
| Z13 | 0.031 | 0.479 | 49510 | 0.112675 | 1.72 | 5.131 | 2.58 | 0.330303 | 1.93 | 0.74 | 1843 | 31 | 1841 | 22 | 1840 | 31 | 99.83 |
| Z14 | 0.010 | 0.554 | 150711 | 0.110066 | 0.67 | 5.272 | 1.14 | 0.347422 | 0.92 | 0.79 | 1800 | 12 | 1864 | 10 | 1922 | 15 | 106.76 |
| Z15 | 0.014 | 0.713 | 109656 | 0.108582 | 0.97 | 5.071 | 1.42 | 0.338688 | 1.03 | 0.71 | 1776 | 18 | 1831 | 12 | 1880 | 17 | 105.89 |
| Z16 | 0.012 | 0.537 | 131159 | 0.110388 | 1.51 | 5.501 | 1.94 | 0.361429 | 1.21 | 0.82 | 1806 | 28 | 1901 | 17 | 1989 | 21 | 110.14 |
| Z17 | 0.014 | 0.457 | 107163 | 0.109522 | 0.94 | 5.398 | 1.53 | 0.357489 | 1.21 | 0.78 | 1791 | 17 | 1885 | 13 | 1970 | 20 | 109.98 |
| Z18 | 0.035 | 0.512 | 44219 | 0.109881 | 1.20 | 4.867 | 1.98 | 0.321243 | 1.58 | 0.79 | 1797 | 22 | 1797 | 17 | 1796 | 25 | 99.91 |
| Z19 | 0.020 | 0.389 | 77194 | 0.108954 | 1.21 | 4.970 | 1.91 | 0.330831 | 1.48 | 0.77 | 1782 | 22 | 1814 | 16 | 1842 | 24 | 103.39 |
| Z20 | 0.027 | 0.560 | 57762 | 0.110868 | 1.34 | 4.983 | 2.07 | 0.326005 | 1.58 | 0.76 | 1814 | 24 | 1817 | 18 | 1819 | 25 | 100.29 |
| Z21 | 0.011 | 0.515 | 136267 | 0.110967 | 1.19 | 5.092 | 1.52 | 0.332804 | 0.95 | 0.81 | 1815 | 22 | 1835 | 13 | 1852 | 15 | 102.02 |
| Z22 | 0.020 | 0.627 | 80690 | 0.111606 | 0.80 | 4.544 | 1.39 | 0.295295 | 1.13 | 0.80 | 1826 | 15 | 1739 | 12 | 1668 | 17 | 91.36 |
| Z23 | 0.019 | 0.562 | 79732 | 0.109146 | 1.16 | 4.944 | 1.66 | 0.328498 | 1.19 | 0.70 | 1785 | 21 | 1810 | 14 | 1831 | 19 | 102.57 |
| Z05 | 0.027 | 0.770 | 56027 | 0.107543 | 1.03 | 5.631 | 1.82 | 0.379721 | 1.51 | 0.82 | 1758 | 19 | 1921 | 16 | 2075 | 27 | 118.02 |
| Z24 | 0.060 | 0.479 | 25588 | 0.112635 | 3.89 | 5.261 | 4.39 | 0.338733 | 2.04 | 0.72 | 1842 | 70 | 1862 | 37 | 1881 | 33 | 102.07 |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

Samples TD-T-050S and TD-T-050AM - These samples are from a porphyry granite and a microgranite similar to the samples GR-001A and GR-001 respectively. The zircon crystals of TD-T-050S are idiomorphic with fractures, resembling external deformation processes such as mylonitization (Wayne and Sinha 1988) and a few mineral inclusions. The internal structure showed by BSE image (Fig. 25a) is marked by fine oscillatory zoning and rare sector zoning. The crystals external morphology are similar to zircons from plutonic rocks (stubby and equant) type {100} (Pupin, 1980) with an elongation ratio of 1.5:1 and an (y) axis between 150 to 250 μm . Among the twenty four analyzed spots, ten were discarded due to high errors (Z3, Z8, Z12, Z19 and Z22) and scattered behavior (Z4, Z15, Z17, Z20 and Z21). The other results yield $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages range between 1844 and 1761 Ma (Table 12), with weighted average of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1810 ± 7 -18 Ma (94.3% conf.) and an upper intercept age in a concordia diagram of 1790 ± 5.5 Ma and MSWD of 1.2 (Fig. 25b). The upper intercept is interpreted as the sample crystallization age.

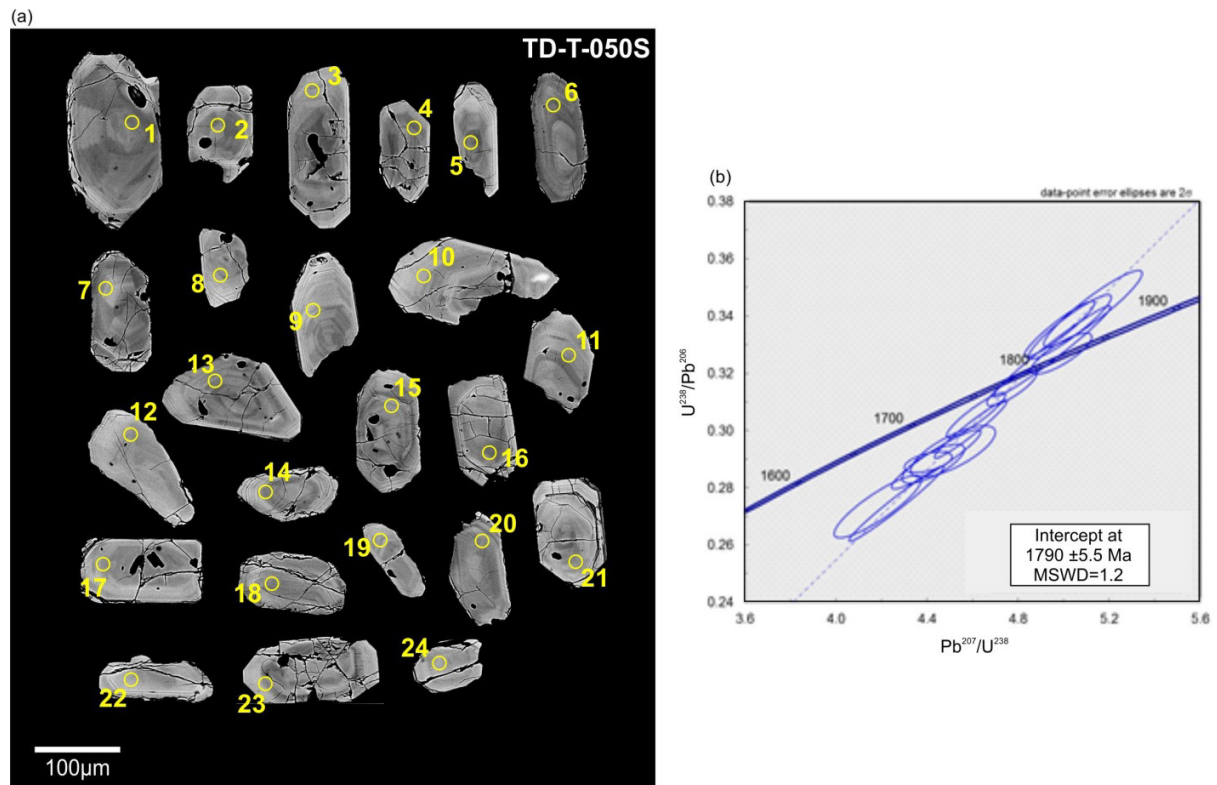


Fig. 25. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíta Intrusive Suite porphyry granite (sample TD-T-050S) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.

Table 12.
U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-050S porphyry granite from Paranaíta Intrusive Suite.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th U | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | Error (%) 1s | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | Error (%) 1s | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | Error (%) 1s | Rho | Apparent Ages | | | | | | Conc.(%) |
|-----------|----------------------|------------------|--|--|------------------|---------------------------------------|------------------|---------------------------------------|-----------------|-----------------|--|----------------|---------------------------------------|----------------|---------------------------------------|----------------|-------------------|
| | | | | | | | | | | | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | 1s (Ma) | |
| TD-T-050S | porphyry granite | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Z1 | 0.043 | 0.508 | 36735 | 0.111344 | 1.64 | 4.427 | 2.53 | 0.288381 | 1.93 | 0.76 | 1821 | 30 | 1717 | 21 | 1633 | 28 | 89.68 |
| Z2 | 0.031 | 0.498 | 52533 | 0.110979 | 1.85 | 4.184 | 3.75 | 0.273418 | 3.26 | 0.87 | 1816 | 34 | 1671 | 31 | 1558 | 45 | 85.82 |
| Z3 | 0.043 | 0.456 | 37573 | 0.111925 | 1.56 | 3.748 | 5.88 | 0.242865 | 5.67 | 0.96 | 1831 | 28 | 1582 | 47 | 1402 | 71 | 76.55 |
| Z4 | 0.064 | 0.221 | 23924 | 0.114422 | 3.39 | 5.375 | 3.70 | 0.340725 | 1.47 | 0.64 | 1871 | 61 | 1881 | 32 | 1890 | 24 | 101.04 |
| Z5 | 0.020 | 0.389 | 76900 | 0.108596 | 1.30 | 5.129 | 3.45 | 0.342536 | 3.19 | 0.93 | 1776 | 24 | 1841 | 29 | 1899 | 53 | 106.92 |
| Z6 | 0.028 | 0.755 | 56342 | 0.111865 | 2.25 | 4.514 | 3.37 | 0.292678 | 2.51 | 0.74 | 1830 | 41 | 1734 | 28 | 1655 | 37 | 90.43 |
| Z7 | 0.032 | 0.409 | 49766 | 0.110560 | 1.66 | 4.405 | 1.95 | 0.288966 | 1.02 | 0.51 | 1809 | 30 | 1713 | 16 | 1636 | 15 | 90.47 |
| Z8 | 0.019 | 0.306 | 81766 | 0.110989 | 2.75 | 5.592 | 6.17 | 0.365402 | 5.53 | 0.97 | 1816 | 50 | 1915 | 53 | 2008 | 95 | 110.58 |
| Z9 | 0.017 | 0.441 | 89950 | 0.108457 | 1.13 | 5.028 | 2.95 | 0.336223 | 2.73 | 0.92 | 1774 | 21 | 1824 | 25 | 1868 | 44 | 105.35 |
| Z10 | 0.026 | 0.466 | 59842 | 0.109611 | 0.94 | 4.615 | 2.30 | 0.305377 | 2.10 | 0.91 | 1793 | 17 | 1752 | 19 | 1718 | 32 | 95.81 |
| Z11 | 0.028 | 0.659 | 55038 | 0.110723 | 1.25 | 4.990 | 2.18 | 0.326887 | 1.79 | 0.82 | 1811 | 23 | 1818 | 18 | 1823 | 28 | 100.66 |
| Z12 | 0.316 | 0.167 | 5537 | 0.115232 | 2.56 | 1.984 | 5.79 | 0.124841 | 5.20 | 0.97 | 1884 | 46 | 1110 | 39 | 758 | 37 | 40.26 |
| Z13 | 0.114 | 0.244 | 14117 | 0.112737 | 0.82 | 4.266 | 4.00 | 0.274459 | 3.91 | 0.98 | 1844 | 15 | 1687 | 33 | 1563 | 54 | 84.78 |
| Z14 | 0.046 | 0.520 | 33709 | 0.107705 | 0.89 | 4.981 | 2.54 | 0.335431 | 2.38 | 0.94 | 1761 | 16 | 1816 | 22 | 1865 | 39 | 105.89 |
| Z15 | 0.022 | 0.357 | 75932 | 0.110476 | 0.76 | 3.184 | 3.03 | 0.209036 | 2.94 | 0.97 | 1807 | 14 | 1453 | 23 | 1224 | 33 | 67.71 |
| Z16 | 0.005 | 0.567 | 318884 | 0.109559 | 1.51 | 4.949 | 4.25 | 0.327613 | 3.97 | 0.98 | 1792 | 27 | 1811 | 36 | 1827 | 63 | 101.94 |
| Z17 | 0.102 | 0.216 | 16402 | 0.107995 | 1.97 | 3.029 | 2.85 | 0.203443 | 2.06 | 0.72 | 1766 | 36 | 1415 | 22 | 1194 | 22 | 67.60 |
| Z18 | 0.012 | 0.388 | 133845 | 0.110854 | 0.73 | 4.592 | 2.84 | 0.300443 | 2.75 | 0.97 | 1813 | 13 | 1748 | 24 | 1694 | 41 | 93.39 |
| Z19 | 0.048 | 0.210 | 35373 | 0.105448 | 1.58 | 2.689 | 4.69 | 0.184942 | 4.42 | 0.94 | 1722 | 29 | 1325 | 35 | 1094 | 44 | 63.52 |
| Z20 | 0.047 | 0.381 | 33499 | 0.106958 | 2.94 | 4.503 | 3.87 | 0.305315 | 2.52 | 0.86 | 1748 | 54 | 1731 | 32 | 1718 | 38 | 98.25 |
| Z21 | 0.023 | 0.341 | 64193 | 0.110509 | 1.10 | 5.709 | 4.10 | 0.374706 | 3.95 | 0.96 | 1808 | 20 | 1933 | 35 | 2052 | 69 | 113.48 |
| Z22 | 0.104 | 0.451 | 14712 | 0.112078 | 11.56 | 5.371 | 14.02 | 0.347588 | 7.94 | 0.57 | 1833 | 209 | 1880 | 120 | 1923 | 132 | 104.89 |
| Z23 | 0.017 | 0.439 | 91494 | 0.109969 | 0.99 | 4.773 | 1.88 | 0.314759 | 1.60 | 0.84 | 1799 | 18 | 1780 | 16 | 1764 | 25 | 98.07 |
| Z24 | 0.074 | 0.206 | 21591 | 0.111079 | 2.14 | 4.440 | 3.62 | 0.289928 | 2.91 | 0.93 | 1817 | 39 | 1720 | 30 | 1641 | 42 | 90.32 |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

The sample TD-T-050AM is a microgranite. The zircon crystals are idiomorphic to sub-idiomorphic with short prisms and bipyramidal terminations. They present fractures and inclusions. In the BSE imaging (Fig. 26a) it is possible to identify mainly fine oscillatory zonation and rare radial fractures. Even though this sample shows petrographic texture characteristic of sub-volcanic rocks, needle-shaped zircons are not identified. Instead, the morphology is more like the observed for plutonic granites zircons (stubby and equant) type {100} (Pupin, 1980) with an elongation ratio of 1.5:5.1 and (y) axis between 50 to 100 μm . Twenty-four crystal spots were analyzed (Table 13) and six, with high analytical error, were discarded (Z12, Z13, Z18, Z19, Z22 and Z24). The other spots show consistent results and were used in the regression, whose upper intercept is $1813 \pm 5 \text{ Ma}$, with Pb lost for the present and MSWD of 1.6 (Fig. 26b). This age is interpreted as the crystallization age of the sample.

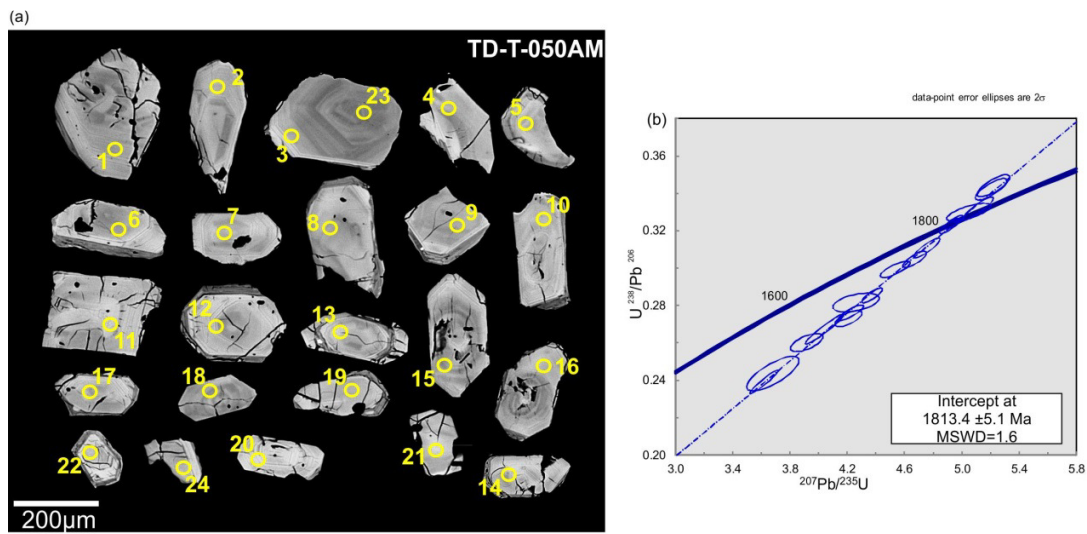


Fig. 26. (a) BSE image of zircon crystals from a Paranaíba Intrusive Suite microgranite (sample TD-T-050AM) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.

Table 13.

U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-050AM microgranite from Paranaíta Intrusive Suite.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th U | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | Error (%) 1s | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | Error (%) 1s | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | Error (%) 1s | Rho | Apparent Ages | | | | | | |
|------------|----------------------|---------|--|--|-----------------|---------------------------------------|-----------------|---------------------------------------|-----------------|------|--|---------|---------------------------------------|---------|---------------------------------------|---------|--------|
| | | | | | | | | | | | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | 1s (Ma) | |
| | | | | | | | | | | | Conc.(%) | | | | | | |
| TD-T-050AM | microgranite | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 03-Z1 | 0.004 | 0.327 | 356186 | 0.110067 | 1.12 | 5.220 | 1.79 | 0.343994 | 1.40 | 0.77 | 1801 | 20 | 1856 | 15 | 1906 | 23 | 105.85 |
| 04-Z2 | 0.013 | 0.233 | 122931 | 0.111772 | 0.74 | 5.115 | 1.65 | 0.331917 | 1.48 | 0.89 | 1828 | 13 | 1839 | 14 | 1848 | 24 | 101.05 |
| 06-Z4 | 0.034 | 0.349 | 45802 | 0.111000 | 2.18 | 5.047 | 2.48 | 0.329799 | 1.19 | 0.69 | 1816 | 40 | 1827 | 21 | 1837 | 19 | 101.19 |
| 07-Z5 | 0.016 | 0.381 | 98176 | 0.111177 | 0.86 | 4.670 | 1.44 | 0.304658 | 1.16 | 0.79 | 1819 | 16 | 1762 | 12 | 1714 | 17 | 94.26 |
| 08-Z6 | 0.014 | 0.496 | 113062 | 0.110994 | 0.73 | 4.756 | 1.55 | 0.310748 | 1.37 | 0.88 | 1816 | 13 | 1777 | 13 | 1744 | 21 | 96.07 |
| 09-Z7 | 0.123 | 0.323 | 13274 | 0.109557 | 2.63 | 3.679 | 4.07 | 0.243563 | 3.10 | 0.76 | 1792 | 48 | 1567 | 32 | 1405 | 39 | 78.41 |
| 10-Z8 | 0.003 | 0.664 | 564937 | 0.109851 | 1.44 | 4.534 | 1.87 | 0.299322 | 1.20 | 0.79 | 1797 | 26 | 1737 | 16 | 1688 | 18 | 93.93 |
| 13-Z9 | 0.587 | 0.483 | 2715 | 0.109765 | 2.73 | 4.261 | 3.10 | 0.281541 | 1.46 | 0.46 | 1796 | 49 | 1686 | 25 | 1599 | 21 | 89.06 |
| 14-Z10 | 0.569 | 0.423 | 2697 | 0.110321 | 1.03 | 5.204 | 1.72 | 0.342118 | 1.37 | 0.79 | 1805 | 19 | 1853 | 15 | 1897 | 23 | 105.11 |
| 15-Z11 | 0.009 | 0.424 | 178344 | 0.110537 | 0.64 | 4.946 | 1.11 | 0.324522 | 0.91 | 0.80 | 1808 | 12 | 1810 | 9 | 1812 | 14 | 100.19 |
| 16-Z12 | 0.463 | 0.438 | 3293 | 0.098191 | 11.71 | 4.771 | 11.94 | 0.352422 | 2.32 | 0.36 | 1590 | 204 | 1780 | 96 | 1946 | 39 | 122.40 |
| 17-Z13 | 0.023 | 0.239 | 76555 | 0.108609 | 0.65 | 2.205 | 2.86 | 0.147276 | 2.78 | 0.97 | 1776 | 12 | 1183 | 20 | 886 | 23 | 49.86 |
| 18-Z14 | 1.706 | 0.281 | 945 | 0.109158 | 1.78 | 3.916 | 2.36 | 0.260202 | 1.52 | 0.64 | 1785 | 32 | 1617 | 19 | 1491 | 21 | 83.50 |
| 19-Z15 | 0.018 | 0.357 | 87216 | 0.110531 | 0.60 | 4.916 | 1.21 | 0.322591 | 1.05 | 0.86 | 1808 | 11 | 1805 | 10 | 1802 | 16 | 99.68 |
| 20-Z16 | 0.015 | 0.362 | 107368 | 0.110987 | 1.19 | 4.226 | 1.71 | 0.276132 | 1.22 | 0.85 | 1816 | 22 | 1679 | 14 | 1572 | 17 | 86.57 |
| 23-Z17 | 0.018 | 0.466 | 87357 | 0.111793 | 1.33 | 4.208 | 1.84 | 0.272991 | 1.27 | 0.68 | 1829 | 24 | 1676 | 15 | 1556 | 18 | 85.08 |
| 24-Z18 | 0.026 | 0.630 | 59870 | 0.115043 | 2.58 | 4.693 | 2.88 | 0.295863 | 1.29 | 0.44 | 1881 | 46 | 1766 | 24 | 1671 | 19 | 88.84 |
| 25-Z19 | 0.309 | 0.486 | 5067 | 0.114385 | 1.09 | 4.934 | 1.59 | 0.312865 | 1.16 | 0.72 | 1870 | 20 | 1808 | 13 | 1755 | 18 | 93.83 |
| 26-Z20 | 0.325 | 0.372 | 4955 | 0.109595 | 1.12 | 4.040 | 2.68 | 0.267330 | 2.42 | 0.96 | 1793 | 20 | 1642 | 22 | 1527 | 33 | 85.19 |
| 27-Z21 | 0.031 | 0.333 | 53555 | 0.109706 | 0.63 | 3.618 | 2.23 | 0.239186 | 2.14 | 0.96 | 1795 | 11 | 1553 | 18 | 1382 | 27 | 77.04 |
| 28-Z22 | 0.198 | 0.468 | 8532 | 0.110966 | 1.35 | 2.841 | 4.85 | 0.185688 | 4.66 | 0.96 | 1815 | 25 | 1366 | 36 | 1098 | 47 | 60.48 |
| 29-Z23 | 0.012 | 0.413 | 128565 | 0.111132 | 0.70 | 4.373 | 1.34 | 0.285359 | 1.14 | 0.84 | 1818 | 13 | 1707 | 11 | 1618 | 16 | 89.01 |
| 30-Z24 | 1.335 | 0.363 | 1234 | 0.105938 | 3.06 | 3.294 | 3.47 | 0.225516 | 1.60 | 0.70 | 1731 | 55 | 1480 | 27 | 1311 | 19 | 75.75 |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

7.2.2 Colider Group

Sample TD-T-063K is an ignimbrite composed of volcanoclastic material such as devitrified pumices, lithoclasts and glass shards. The zircon crystals are short bi-pyramidal prisms, their morphology tends to equidimensional, types {100} and {211} (Pupin, 1980) with an elongation ratio of 1.5:1 and (y) axis between 150 to 200 μm . The BSE image (Fig. 27a) shows internal structure with thick oscillatory zoning. In the crystals rims it is common the presence of semi-circular indentations, resulted from magmatic reabsorption and is characteristic of pyroclastic rocks (Corfu et al., 2003). The U-Pb isotopic analyses of twenty four spots resulted in fourteen good quality results (Table 14). These results were used to calculate the upper intercept age of 1820 ± 28 Ma and MSWD of 0.5 (Fig. 27b) which is interpreted as the crystallization age of the sample.

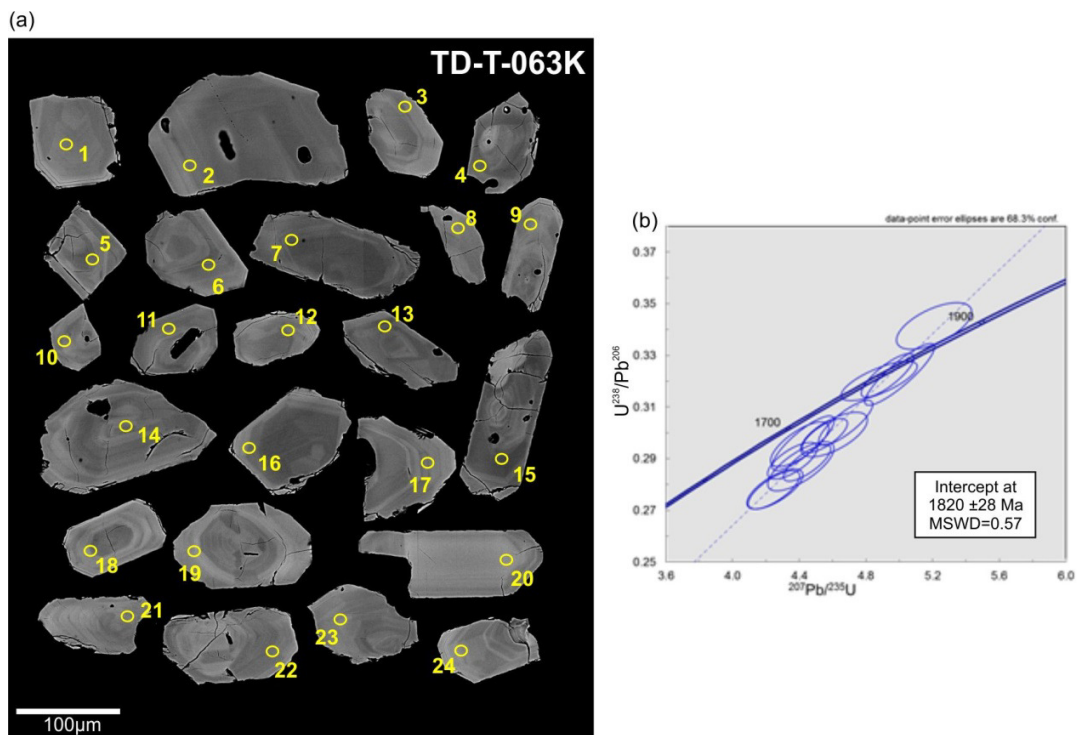


Fig. 27. (a) BSE image of zircon crystals from a Colider Group volcanoclastic (sample TD-T-063K) showing the morphological characteristics and the analyzed spots location and identification; and (b) U-Pb upper intercept age in the concordia diagram.

Table 14.

U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-T-063K volcanoclastic from Colider Group.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th U | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | Error (%) 1s | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | Error (%) 1s | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | Error (%) 1s | Rho | Apparent Ages | | | | | | Conc.(%) |
|-----------|----------------------|---------|--|--|-----------------|---------------------------------------|-----------------|---------------------------------------|-----------------|-------|--|---------|---------------------------------------|---------|---------------------------------------|---------|----------|
| | | | | | | | | | | | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | 1s (Ma) | |
| TD-T-063K | volcanoclastic | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Z01 | 0.044 | 0.509 | 35491 | 0.111661 | 2.14 | 4.609 | 2.86 | 0.299365 | 1.902 | 0.659 | 1827 | 39 | 1751 | 24 | 1688 | 28 | 92.42 |
| Z02 | 0.064 | 0.546 | 24762 | 0.108379 | 1.50 | 4.423 | 2.79 | 0.296006 | 2.352 | 0.841 | 1772 | 27 | 1717 | 23 | 1671 | 35 | 94.31 |
| Z03 | 0.037 | 0.666 | 43417 | 0.109323 | 1.58 | 4.359 | 2.26 | 0.289214 | 1.615 | 0.707 | 1788 | 29 | 1705 | 19 | 1638 | 23 | 91.58 |
| Z04 | 0.073 | 0.534 | 21718 | 0.106879 | 10.02 | 4.222 | 11.04 | 0.286533 | 4.636 | 0.677 | 1747 | 184 | 1678 | 91 | 1624 | 67 | 92.98 |
| Z05 | 0.040 | 0.546 | 39833 | 0.110866 | 1.84 | 4.254 | 2.60 | 0.278272 | 1.840 | 0.701 | 1814 | 33 | 1684 | 21 | 1583 | 26 | 87.26 |
| Z06 | 0.040 | 0.615 | 39079 | 0.108020 | 1.77 | 4.403 | 2.62 | 0.295599 | 1.935 | 0.734 | 1766 | 32 | 1713 | 22 | 1669 | 28 | 94.52 |
| Z07 | 0.103 | 0.624 | 15575 | 0.109258 | 3.97 | 4.092 | 5.08 | 0.271624 | 3.166 | 0.621 | 1787 | 72 | 1653 | 41 | 1549 | 44 | 86.68 |
| Z08 | 0.337 | 0.687 | 4856 | 0.116257 | 5.27 | 3.804 | 6.07 | 0.237286 | 3.007 | 0.745 | 1899 | 92 | 1594 | 48 | 1373 | 37 | 72.26 |
| Z09 | 0.024 | 0.585 | 64475 | 0.110450 | 1.35 | 4.553 | 1.98 | 0.298945 | 1.456 | 0.726 | 1807 | 24 | 1741 | 17 | 1686 | 22 | 93.32 |
| Z10 | 0.027 | 0.773 | 58966 | 0.111835 | 1.34 | 4.447 | 2.10 | 0.288408 | 1.626 | 0.767 | 1829 | 24 | 1721 | 17 | 1634 | 23 | 89.29 |
| Z11 | 0.022 | 0.536 | 71923 | 0.111411 | 2.02 | 4.410 | 2.98 | 0.287062 | 2.189 | 0.732 | 1823 | 37 | 1714 | 25 | 1627 | 31 | 89.26 |
| Z12 | 0.045 | 0.458 | 34806 | 0.111335 | 3.93 | 4.697 | 4.54 | 0.305946 | 2.274 | 0.745 | 1821 | 71 | 1767 | 38 | 1721 | 34 | 94.48 |
| Z13 | 0.049 | 0.494 | 32121 | 0.110779 | 3.01 | 4.422 | 4.24 | 0.289537 | 2.983 | 0.702 | 1812 | 55 | 1717 | 35 | 1639 | 43 | 90.45 |
| Z14 | 0.032 | 0.592 | 50433 | 0.110833 | 1.63 | 4.248 | 2.40 | 0.277954 | 1.764 | 0.730 | 1813 | 30 | 1683 | 20 | 1581 | 25 | 87.20 |
| Z15 | 0.049 | 0.557 | 32525 | 0.111703 | 2.86 | 4.620 | 3.91 | 0.299961 | 2.666 | 0.680 | 1827 | 52 | 1753 | 33 | 1691 | 40 | 92.55 |
| Z16 | 0.072 | 0.499 | 21732 | 0.112473 | 5.36 | 4.730 | 6.02 | 0.305037 | 2.748 | 0.707 | 1840 | 97 | 1773 | 50 | 1716 | 41 | 93.29 |
| Z17 | 0.037 | 0.587 | 42557 | 0.110962 | 1.21 | 4.930 | 2.11 | 0.322210 | 1.730 | 0.814 | 1815 | 22 | 1807 | 18 | 1801 | 27 | 99.19 |
| Z18 | 0.053 | 0.841 | 29160 | 0.117474 | 2.66 | 5.411 | 3.28 | 0.334056 | 1.914 | 0.578 | 1918 | 48 | 1887 | 28 | 1858 | 31 | 96.86 |
| Z19 | 0.022 | 0.640 | 70626 | 0.110663 | 2.26 | 5.209 | 2.86 | 0.341376 | 1.747 | 0.605 | 1810 | 41 | 1854 | 24 | 1893 | 29 | 104.58 |
| Z20 | 0.024 | 0.916 | 64401 | 0.110537 | 2.66 | 4.879 | 3.09 | 0.320123 | 1.577 | 0.737 | 1808 | 48 | 1799 | 26 | 1790 | 25 | 99.01 |
| Z21 | 0.045 | 1.111 | 34706 | 0.112448 | 1.28 | 5.002 | 2.76 | 0.322647 | 2.446 | 0.884 | 1839 | 23 | 1820 | 23 | 1803 | 38 | 98.00 |
| Z22 | 0.099 | 0.540 | 16062 | 0.120578 | 5.00 | 4.908 | 5.72 | 0.295209 | 2.781 | 0.484 | 1965 | 89 | 1804 | 48 | 1668 | 41 | 84.87 |
| Z23 | 0.027 | 0.696 | 58019 | 0.111652 | 1.30 | 4.679 | 2.29 | 0.303906 | 1.888 | 0.821 | 1826 | 24 | 1763 | 19 | 1711 | 28 | 93.66 |
| Z24 | 0.031 | 0.567 | 50988 | 0.111971 | 3.34 | 4.407 | 4.01 | 0.285422 | 2.209 | 0.777 | 1832 | 61 | 1714 | 33 | 1619 | 32 | 88.37 |

Notes: The f206(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

Sample TD-095 - This sample is a porphyritic rhyodacite with granophyric texture. The zircon crystals are homogeneous, show bi-pyramidal short prisms habit with indiscriminate mineral inclusions and fractures. The morphology tend to be equidimensional, nearly rounded types {100} and {211} (Pupin, 1980), with elongation ratio of 1.5:1 and (y) axis between 100 to 150 μm . The BSE image (Fig. 28a) reveals discrete and well-marked oscillatory zoning. Besides the more fractured condition, this sample zircon crystals are similar to the ones from sample TD-T-063K, also exhibiting magmatic reabsorption features. Among the twenty four analyzed spots (Table 15), six with high analytical error were discarded. A regression done with eighteen data furnished the upper intercept of $1803 \pm 9 \text{ Ma}$ and MSWD of 0.97 (Fig. 28b), which is interpreted as the crystallization age of the volcanic rock.

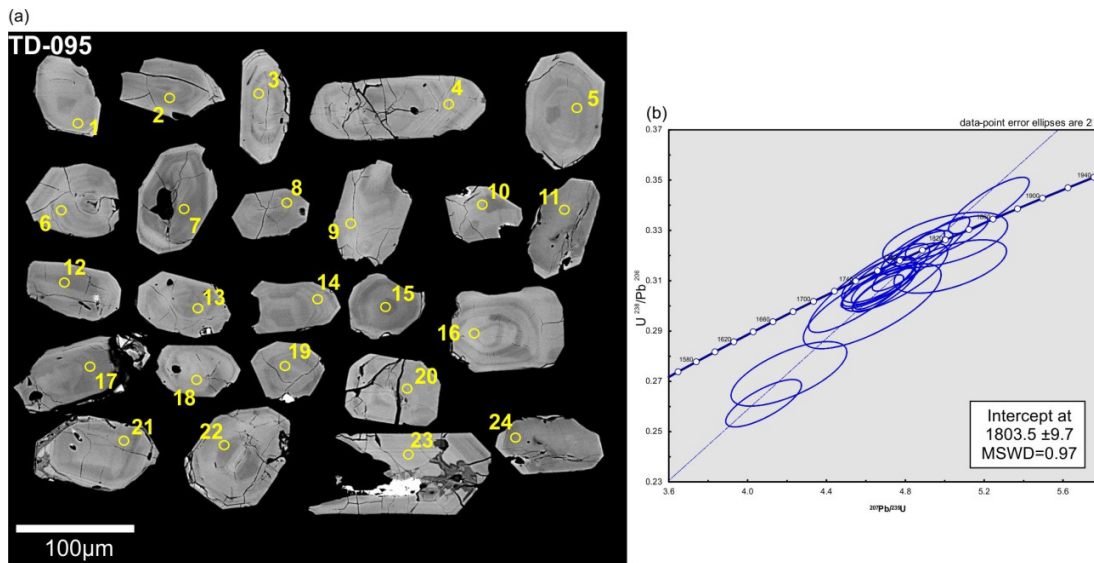


Fig. 28. (a) BSE image of zircon crystals from a Colider Group rhyodacite (sample TD-095) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.

Table 15.

U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-095 granophyric riodacite from Colider Group.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th | ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ Pb | Error (%) | ²⁰⁷ Pb | Error (%) | ²⁰⁶ Pb | Error (%) | Rho | Apparent Ages | | | | | | Conc.(%) | | | | | | | | |
|--------|-----------------------|------------------|-------------------|---------------------|------------------|-------------------|------------------|---------------------|------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|----------------|------------------|-------------------|------------------------|------------------|----|-------------------|------------------|-------------------|---------|-------------------|---------|
| | | | | | | | | | | | U | ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb | 1s | ²³⁵ U | 1s | | ²³⁸ U | 1s | ²⁰⁷ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | ²⁰⁶ Pb | ²³⁵ U | ²³⁸ U | 1s (Ma) | | |
| TD-095 | granophyric riodacite | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Z01 | 0.018 | 1.167 | 84732 | 0.111205 | 2.19 | 5.002 | 2.59 | 0.326244 | 1.38 | 0.52 | 1819 | 39 | 1820 | 22 | 1820 | 21.77 | 100.0524827 | | | | | | | | |
| Z02 | 0.167 | 1.172 | 9707 | 0.123878 | 3.49 | 4.312 | 7.45 | 0.252429 | 6.57 | 0.88 | 2013 | 61 | 1696 | 60 | 1451 | 85.00 | 72.08732293 | | | | | | | | |
| Z03 | 0.022 | 0.577 | 70541 | 0.110777 | 0.61 | 4.666 | 1.10 | 0.305503 | 0.91 | 0.81 | 1812 | 11 | 1761 | 9 | 1719 | 13.79 | 94.83209112 | | | | | | | | |
| Z04 | 0.024 | 0.418 | 64558 | 0.110127 | 1.26 | 4.664 | 1.66 | 0.307144 | 1.09 | 0.82 | 1802 | 23 | 1761 | 14 | 1727 | 16.44 | 95.84425886 | | | | | | | | |
| Z05 | 0.026 | 0.843 | 59773 | 0.109041 | 1.15 | 4.667 | 1.66 | 0.310449 | 1.20 | 0.71 | 1783 | 21 | 1761 | 14 | 1743 | 18.32 | 97.726608 | | | | | | | | |
| Z06 | 0.021 | 0.830 | 72749 | 0.109174 | 0.77 | 4.838 | 1.37 | 0.321375 | 1.13 | 0.81 | 1786 | 14 | 1791 | 11 | 1796 | 17.65 | 100.6029961 | | | | | | | | |
| Z07 | 0.031 | 1.074 | 50204 | 0.109024 | 1.36 | 4.616 | 2.71 | 0.307104 | 2.35 | 0.86 | 1783 | 25 | 1752 | 22 | 1726 | 35.51 | 96.81891921 | | | | | | | | |
| Z08 | 1.278 | 0.806 | 1256 | 0.109699 | 3.23 | 4.063 | 3.79 | 0.268590 | 1.96 | 0.76 | 1794 | 58 | 1647 | 30 | 1534 | 26.97 | 85.46704213 | | | | | | | | |
| Z09 | 0.040 | 0.778 | 38828 | 0.111103 | 0.79 | 4.691 | 1.40 | 0.306256 | 1.16 | 0.82 | 1818 | 14 | 1766 | 12 | 1722 | 17.51 | 94.75788484 | | | | | | | | |
| Z10 | 0.013 | 1.088 | 117529 | 0.109851 | 0.79 | 4.688 | 1.41 | 0.309516 | 1.16 | 0.82 | 1797 | 14 | 1765 | 12 | 1738 | 17.70 | 96.73785697 | | | | | | | | |
| Z11 | 0.217 | 0.601 | 7450 | 0.113285 | 1.24 | 4.081 | 1.92 | 0.261298 | 1.47 | 0.76 | 1853 | 22 | 1651 | 16 | 1496 | 19.68 | 80.76963796 | | | | | | | | |
| Z12 | 3.468 | 1.025 | 416 | 0.124044 | 91.13 | 7.226 | 91.16 | 0.422507 | 2.20 | 0.05 | 2015 | 1085 | 2140 | 597 | 2272 | 43.54 | 112.7360027 | | | | | | | | |
| Z13 | 0.024 | 0.782 | 63607 | 0.111459 | 0.87 | 5.224 | 1.60 | 0.339934 | 1.35 | 0.83 | 1823 | 16 | 1857 | 14 | 1886 | 22.02 | 103.455762 | | | | | | | | |
| Z14 | 0.035 | 1.085 | 43997 | 0.110002 | 0.83 | 4.894 | 1.23 | 0.322654 | 0.92 | 0.72 | 1799 | 15 | 1801 | 10 | 1803 | 14.39 | 100.1803475 | | | | | | | | |
| Z15 | 0.212 | 0.904 | 7381 | 0.119499 | 3.18 | 5.184 | 3.70 | 0.314617 | 1.88 | 0.50 | 1949 | 56 | 1850 | 31 | 1763 | 29.03 | 90.4885218 | | | | | | | | |
| Z16 | 0.012 | 0.835 | 132764 | 0.111049 | 1.34 | 5.011 | 1.71 | 0.327244 | 1.06 | 0.78 | 1817 | 24 | 1821 | 14 | 1825 | 16.89 | 100.4604777 | | | | | | | | |
| Z17 | 0.019 | 0.772 | 84077 | 0.110399 | 0.87 | 4.880 | 2.07 | 0.320606 | 1.88 | 0.91 | 1806 | 16 | 1799 | 17 | 1793 | 29.37 | 99.26399621 | | | | | | | | |
| Z18 | 0.035 | 0.574 | 44409 | 0.115536 | 1.87 | 5.028 | 2.32 | 0.315645 | 1.37 | 0.58 | 1888 | 33 | 1824 | 19 | 1768 | 21.19 | 93.65349594 | | | | | | | | |
| Z19 | 0.050 | 0.598 | 33019 | 0.394232 | 27.10 | 12.480 | 39.84 | 0.229588 | 29.19 | 0.73 | 3887 | 357 | 2641 | 319 | 1332 | 342.24 | 34.27477672 | | | | | | | | |
| Z20 | 0.009 | 0.602 | 165737 | 0.110026 | 1.29 | 4.679 | 1.72 | 0.308442 | 1.15 | 0.82 | 1800 | 23 | 1764 | 14 | 1733 | 17.40 | 96.28890695 | | | | | | | | |
| Z21 | 0.057 | 0.809 | 27689 | 0.112047 | 2.05 | 4.632 | 3.08 | 0.299857 | 2.30 | 0.74 | 1833 | 37 | 1755 | 25 | 1691 | 34.15 | 92.23749633 | | | | | | | | |
| Z22 | 0.038 | 0.861 | 40996 | 0.110576 | 1.48 | 4.747 | 2.31 | 0.311369 | 1.77 | 0.76 | 1809 | 27 | 1776 | 19 | 1747 | 27.07 | 96.60215669 | | | | | | | | |
| Z23 | 0.756 | 0.553 | 2118 | 0.111856 | 2.09 | 4.210 | 2.85 | 0.272976 | 1.92 | 0.67 | 1830 | 37 | 1676 | 23 | 1556 | 26.67 | 85.03095054 | | | | | | | | |
| Z24 | 1.021 | 1.226 | 1537 | 0.115436 | 12.78 | 4.858 | 12.87 | 0.305229 | 1.57 | 0.23 | 1887 | 214 | 1795 | 103 | 1717 | 23.79 | 91.01507011 | | | | | | | | |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

Sample TD-107 - This sample is an andesite from Colider Group. The zircon crystals of this sample are small, fractured and with inclusions. Their (y) axis are between 50 to 120 μm with the morphology tending to equidimensional and rounded shapes, types $\{100\}$, $\{211\}$ and $\{101\}$ (Pupin, 1980), with elongation ratios of 2:1 and 1:1. In BSE image (Fig. 29a) they show discrete oscillatory zoning. The less fractured crystals have homogeneous internal structure and darker extremities, resembling compositional variations instead of overgrowth. Parallel fractures observed in these zircon crystals may be related to deformation due to rapid decompression in volcanic eruptions (Rudnick e Williams 1987), and alteration concentric feature are also common, affecting the more external diffusion bands. Probably due to the fracturing and alteration, fifteen from twenty four analyzed spots (Table 16) were discarded because of the high analytical error. The remaining nine results were used to calculate the upper intercept age of 1786 ± 12 Ma with a MSWD of 0.69 (Fig. 29b) which is interpreted to the age of crystallization of the andesite.

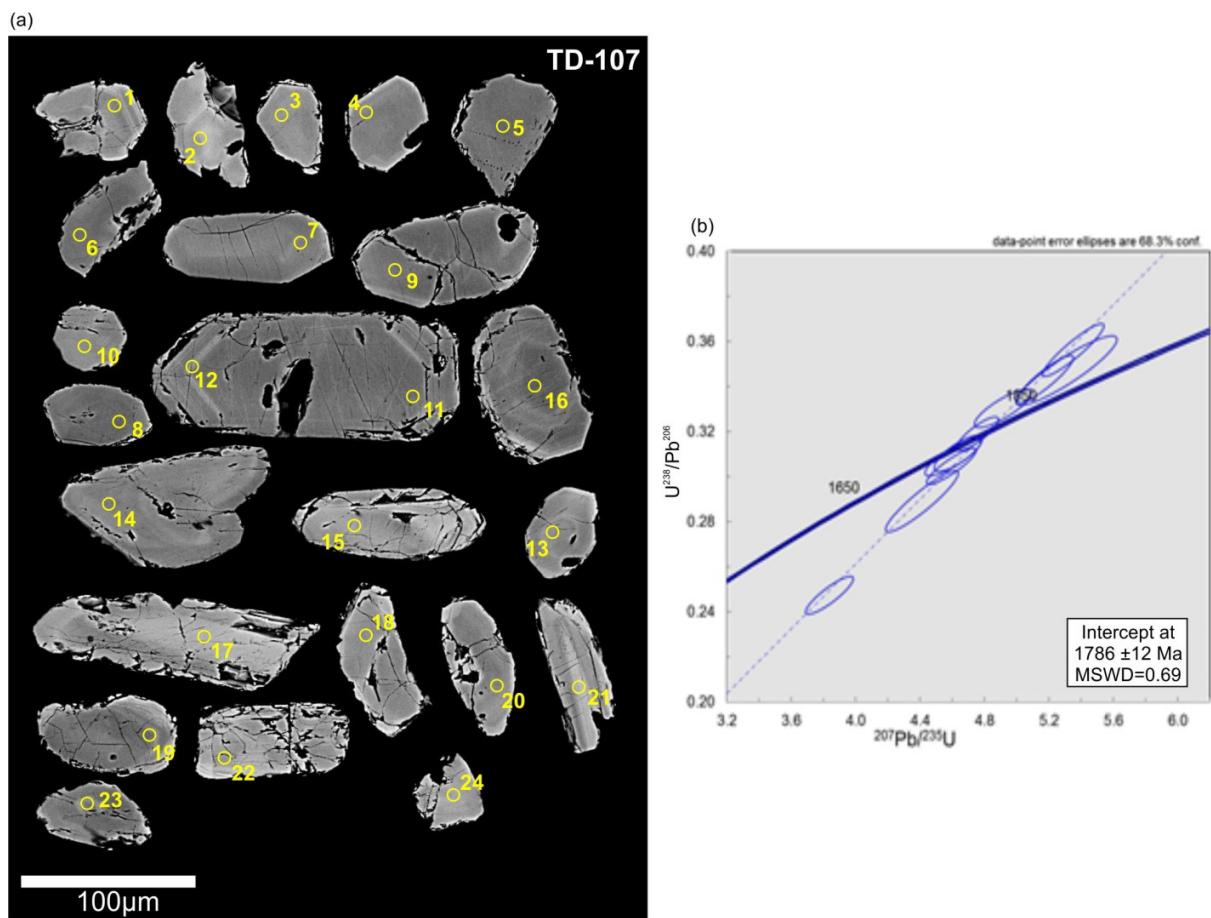


Fig. 29. (a) BSE image of zircon crystals from a Colider Group andesite (sample TD-107) showing the morphological features, localization and identification of the analyzed spots; and (b) U-Pb concordia diagram and upper intercept age calculated.

Table 16.

U-Pb LA-ICP-MS data for sample TD-107 andesite from Colider Group.

| Grain | f ²⁰⁶ (%) | Th U | ²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | Error (%) 1s | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | Error (%) 1s | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | Error (%) 1s | Rho | Apparent Ages | | | | Conc.(%) | | |
|--------|----------------------|---------|--|--|-----------------|---------------------------------------|-----------------|---------------------------------------|-----------------|-------|--|---------|---------------------------------------|---------|----------|---------------------------------------|---------|
| | | | | | | | | | | | ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb | 1s (Ma) | ²⁰⁷ Pb ²³⁵ U | 1s (Ma) | | ²⁰⁶ Pb ²³⁸ U | 1s (Ma) |
| TD-107 | diorite | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Z1 | 0.098 | 0.695 | 17400.2 | 0.112 | 2.975 | 2.489 | 6.494 | 0.161 | 5.773 | 0.889 | 1831 | 54 | 1269 | 47 | 964 | 52 | 53 |
| Z2 | 0.028 | 0.731 | 55875.2 | 0.113 | 1.905 | 4.828 | 3.973 | 0.309 | 3.486 | 0.877 | 1852 | 34 | 1790 | 33 | 1737 | 53 | 94 |
| Z3 | 0.027 | 0.482 | 53637.3 | 0.109 | 1.585 | 6.412 | 6.678 | 0.427 | 6.487 | 0.971 | 1781 | 29 | 2034 | 59 | 2293 | 125 | 129 |
| Z4 | 0.033 | 0.648 | 46372.0 | 0.111 | 2.582 | 5.309 | 3.903 | 0.347 | 2.927 | 0.901 | 1815 | 47 | 1870 | 33 | 1921 | 49 | 106 |
| Z5 | 0.405 | 0.474 | 3784.6 | 0.115 | 7.939 | 5.420 | 8.819 | 0.343 | 3.824 | 0.433 | 1872 | 137 | 1888 | 73 | 1902 | 63 | 102 |
| Z6 | 0.027 | 0.669 | 56324.4 | 0.109 | 0.968 | 5.174 | 2.266 | 0.343 | 2.049 | 0.902 | 1789 | 18 | 1848 | 19 | 1902 | 34 | 106 |
| Z7 | 0.063 | 0.571 | 25817.5 | 0.113 | 1.211 | 3.837 | 2.547 | 0.247 | 2.241 | 0.878 | 1841 | 22 | 1601 | 21 | 1425 | 29 | 77 |
| Z8 | 0.215 | 0.474 | 7245.7 | 0.114 | 4.068 | 5.068 | 4.826 | 0.321 | 2.597 | 0.772 | 1871 | 73 | 1831 | 41 | 1796 | 41 | 96 |
| Z9 | 0.041 | 0.682 | 37133.3 | 0.115 | 2.301 | 5.911 | 4.163 | 0.373 | 3.470 | 0.832 | 1879 | 41 | 1963 | 36 | 2044 | 61 | 109 |
| Z10 | 0.174 | 0.717 | 8970.3 | 0.114 | 2.147 | 4.992 | 5.807 | 0.317 | 5.395 | 0.929 | 1866 | 39 | 1818 | 49 | 1776 | 84 | 95 |
| Z11 | 0.021 | 0.462 | 72257.3 | 0.109 | 0.902 | 5.351 | 2.348 | 0.356 | 2.168 | 0.922 | 1782 | 16 | 1877 | 20 | 1964 | 37 | 110 |
| Z12 | 0.010 | 0.484 | 160454.0 | 0.109 | 1.384 | 4.594 | 2.213 | 0.305 | 1.727 | 0.887 | 1789 | 25 | 1748 | 18 | 1714 | 26 | 96 |
| Z13 | 0.019 | 0.429 | 81621.1 | 0.108 | 1.280 | 4.636 | 2.119 | 0.310 | 1.689 | 0.792 | 1772 | 23 | 1756 | 18 | 1742 | 26 | 98 |
| Z14 | 0.009 | 0.399 | 177114.3 | 0.108 | 0.959 | 4.756 | 1.815 | 0.319 | 1.542 | 0.844 | 1768 | 18 | 1777 | 15 | 1785 | 24 | 101 |
| Z15 | 0.836 | 0.571 | 1909.0 | 0.105 | 2.187 | 4.071 | 5.185 | 0.280 | 4.661 | 0.905 | 1720 | 40 | 1649 | 41 | 1593 | 66 | 93 |
| Z16 | 0.030 | 0.704 | 52271.6 | 0.108 | 1.755 | 4.604 | 2.487 | 0.309 | 1.762 | 0.836 | 1770 | 32 | 1750 | 21 | 1734 | 27 | 98 |
| Z17 | 0.468 | 0.622 | 2914.4 | 0.170 | 63.433 | 12.112 | 63.775 | 0.518 | 6.566 | 0.103 | 2555 | 793 | 2613 | 470 | 2689 | 143 | 105 |
| Z18 | 0.761 | 0.519 | 1830.7 | 0.132 | 19.696 | 8.873 | 20.531 | 0.486 | 5.754 | 0.280 | 2130 | 309 | 2325 | 172 | 2553 | 121 | 120 |
| Z19 | 0.969 | 0.232 | 1490.0 | 0.095 | 4.845 | 5.653 | 7.303 | 0.433 | 5.411 | 0.744 | 1520 | 89 | 1924 | 61 | 2321 | 106 | 153 |
| Z20 | 1.112 | 0.500 | 1406.6 | 0.103 | 3.406 | 4.400 | 3.989 | 0.311 | 2.053 | 0.746 | 1673 | 62 | 1712 | 32 | 1745 | 32 | 104 |
| Z21 | 0.665 | 0.182 | 2363.9 | 0.102 | 1.753 | 4.280 | 4.022 | 0.305 | 3.596 | 0.898 | 1655 | 32 | 1690 | 33 | 1718 | 54 | 104 |
| Z22 | 0.549 | 0.973 | 2799.7 | 0.105 | 1.802 | 4.898 | 4.324 | 0.340 | 3.909 | 0.908 | 1707 | 33 | 1802 | 36 | 1885 | 64 | 110 |
| Z23 | 0.073 | 0.642 | 21835.2 | 0.111 | 1.323 | 4.412 | 3.378 | 0.289 | 3.108 | 0.919 | 1811 | 24 | 1715 | 28 | 1637 | 45 | 90 |
| Z24 | 0.020 | 0.403 | 76903.3 | 0.108 | 1.690 | 4.915 | 2.388 | 0.330 | 1.687 | 0.826 | 1765 | 31 | 1805 | 20 | 1840 | 27 | 104 |

Notes: The f²⁰⁶(%) column denotes the ²⁰⁶Pb common lead percentage. Common lead correction is calculated by the ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio. Conc. (%) corresponds to the degree of concordance of the analysis. Scratched lines area from spots data not used in the calculations.

8. Discussion

8.1 Volcanic Domain - Paranaíta-Colíder volcano-plutonic arc association or Teles-Pires anorogenic magmatism?

In the southwest of the Amazon Craton the practically undeformed 1.8 Ga volcano-sedimentary covers and associated granitogenesis (Volcanic Domain) have been understood geologically in three different ways, and added to that, several distinct lithostratigraphic names have been proposed.

For some authors (Néder et al., 2002; Pinho et al., 2003; Cordani and Teixeira 2007 and 2009), the Volcanic Domain is the result of an intra-plate magmatism, related to extensional structures developed at the SW border of the Tapajós-Parima Province, and correlated to the Supercontinent Columbia breakup (NUNA). These authors consider this volcano-plutonism as part of the Teles-Pires magmatism and establish a crystallization age range for these rocks between 1800 to 1776 Ma (Pinho 2003; Cordani and Teixeira 2007; Barros et al., 2009). Another set of works (Santos et al., 2000 and 2008; Souza et al., 2005; Ribeiro and Duarte 2010; Duarte et al., 2012; Scandolaro et al., 2014) understand the coeval (1.8 Ga) plutonic-volcanic event (Volcanic Domain) as subduction related continental arc magmatism of the Juruena Magmatic Arc and relate the volcanic and plutonic rocks to the Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite respectively (Fig. 30). Santos et al., 2004 limited the Teles-Pires magmatism to rocks that occur inside the Tapajós-Parima Province, with crystallization ages in the range between 1.78 and 1.74 Ga and with strictly anorogenic characteristics (intrusive rapakive A type granites) as represented in the Fig. 30 map.

More recently, Barros et al., (2009), Alves et al., (2013) and Silva et al., (2014) interpreted similar rocks as related to an extensional back-arc environment, with tardi to post tectonic timing in relation to the Juruena Magmatic Arc evolution. Alves et al., (2013) dated A-type volcanic rocks at 1792 Ma and associated granites at 1775 Ma (Pium Granite), relating these to the Teles-Pires magmatism. Also, Silva et al., (2014) at the Peixoto de Azevedo surroundings (Fig. 30) dated a granite with post-orogenic chemical signature at 1781 Ma (Granito Peixoto) suggesting that it could be related to both of the two first hypothesis discriminated above for this magmatism.

Other example of volcanism in the Juruena Magmatic Arc, yielding crystallization ages between 1762 to 1740 Ma, is the Roosevelt Group volcano-sedimentary sequence and associated Aripuanã Granite (Néder et al., 2002; Santos et al., 2000; Rizzotto et al., 2002; Biondi et al., 2013), in the Aripuanã region (Fig. 30). Despite of the approximately 30 to 40 Ma younger crystallization ages and occurrence outside of the Volcanic Domain, Pinho et al., (2003) and Cordani and Teixeira (2007) correlate these rocks to the Teles-Pires magmatism. However other works that took in consideration the crystallization ages and the mode of occurrence interpret that the Roosevelt Group was developed in a retro-arc environment in relation to the Juruena Magmatic Arc Evolution. In addition to the younger crystallization age range, Néder et al., (2002) and Biondi et al., (2013) describe in the Roosevelt Group volcanic hosted massive sulfide (VHMS) Pb, Zn and Cu deposits, which are very distinct from the Au epithermal -porphyry systems from the Volcanic Domain.

Through the Fig. 30 map it is important to observe that originally the Teles-Pires Intrusive Suite were mapped to the NE of the Volcanic Domain, in the Tapajós-Parima Province, but a set of granite batholiths that outcrop within the Volcanic Domain, with rocks chemistry signature of

A-type granites, crystallization ages around 1780 to 1770 Ma and depleted mantle ages, due to those features, were associated to the Teles-Pires Intrusive Suite in the geological maps of Souza et al., 2005 and subsequent works (Fig. 30).

Although the reconnaissance of A-type granites within the Volcanic Domain is a fact, they should receive a different name than Teles-Pires and also, careful need to be taken in order to distinguish them from the gold bearing Paranaíta Intrusive Suites granites. The presence of epizonal granites with associated mafic and volcanoclastic rocks, regional K-rich hydrothermal alteration and the type of gold mineralization (porphyry and epithermal) are critical differences between the Volcanic Domain granites and Teles-Pires Intrusive Suite rocks (Souza et al., 2005).

However, a set of works relate these gold-bearing granites and even associated volcanogenic rocks to the anorogenic or distal back-arc magmatism of the Teles-Pires Intrusive Suite (Pinho et al., 2003; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Prado et al., 2013). In such geodynamic environments the expected type of mineral systems would be those related to reduced intrusions (gold) and Sn-W in S-type or ilmenite granites (Thompson et al., 1999; Cawood, 2007; Kerrich et al., 2005). Even considering some similarities to epithermal gold mineralization in anomalous tectonic environments such as those described in far-back-arc setting (ex. Cripple Creek, Bingham) (Bierlein et al., 2009; Groves and Bierlein, 2014), it does not apply for the Volcanic Domain (Alta Floresta Gold Province) because of the absence of Sn-W and reactive sedimentary sequences critical to the formation of this type of mineral deposit. Further discussion will provide more data to these questions. In the same manner, considering mineral deposit systems as geodynamic setting indicators, it is also unequivocal relate the Roosevelt Group VMS mineralization, typical of back-arc magmatism settings (Franklin et al., 2005; Hannington et al., 2005), to the Volcanic Domain or Teles-Pires Group magmatism (Pinho et al., 2003; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Prado et al., 2013).

Stressing that the mineral systems types found in recent and ancient orogens reflect the dynamic regime and the complexity of the tectonics, during plate convergence and accretion along active continental margins. Define the deposit types that are indicative of a particular tectonic setting within an accretionary orogeny allow to better comprehend the geodynamic environment (Bierlein et al., 2009; Pirajino and Santosh, 2015).

The linear-trending gold bearing granitic plutons that define the Alta Floresta Gold Province (Acevedo et al., 2014), the ring shaped structures identified in radar images, resembling ancient volcanic calderas, and the porphyry and epithermal type gold mineralization clusters are evidence that allow relate the Volcanic Domain to continental arc geodynamic settings. Epithermal-porphyry Au systems occur in convergent plate limits defining belts with hundreds of kilometers long. Together with calc-alkaline rocks and volcanic chains these systems are milestones of magmatic arcs developed above subduction zones in accretionary margins (Richards, 2003; Sillitoe, 2010).

The gold mineralizations along the Volcanic Domain, whereby the actual data provide, are strictly sin-plutonic with Pb-Pb age (pyrite) of 1760 Ma (JICA/MMAJ, 2001) and Re-Os dating (molybdenite and pyrite) revealing the ages of 1805 ± 7 Ma (Acevedo et al., 2014) and 1786 ± 4 Ma (Xavier et al., 2013). They are related to porphyry and correlate deposit types (high and low sulfidation epithermal) hosted by high-K calc-alkaline to sub-alkaline Paranaíta Intrusive Suite volcanic arc rocks (JICA/MMAJ, 2000 and 2001; Paes de Barros, 2007; Assis, 2011; Acevedo et al., 2014).

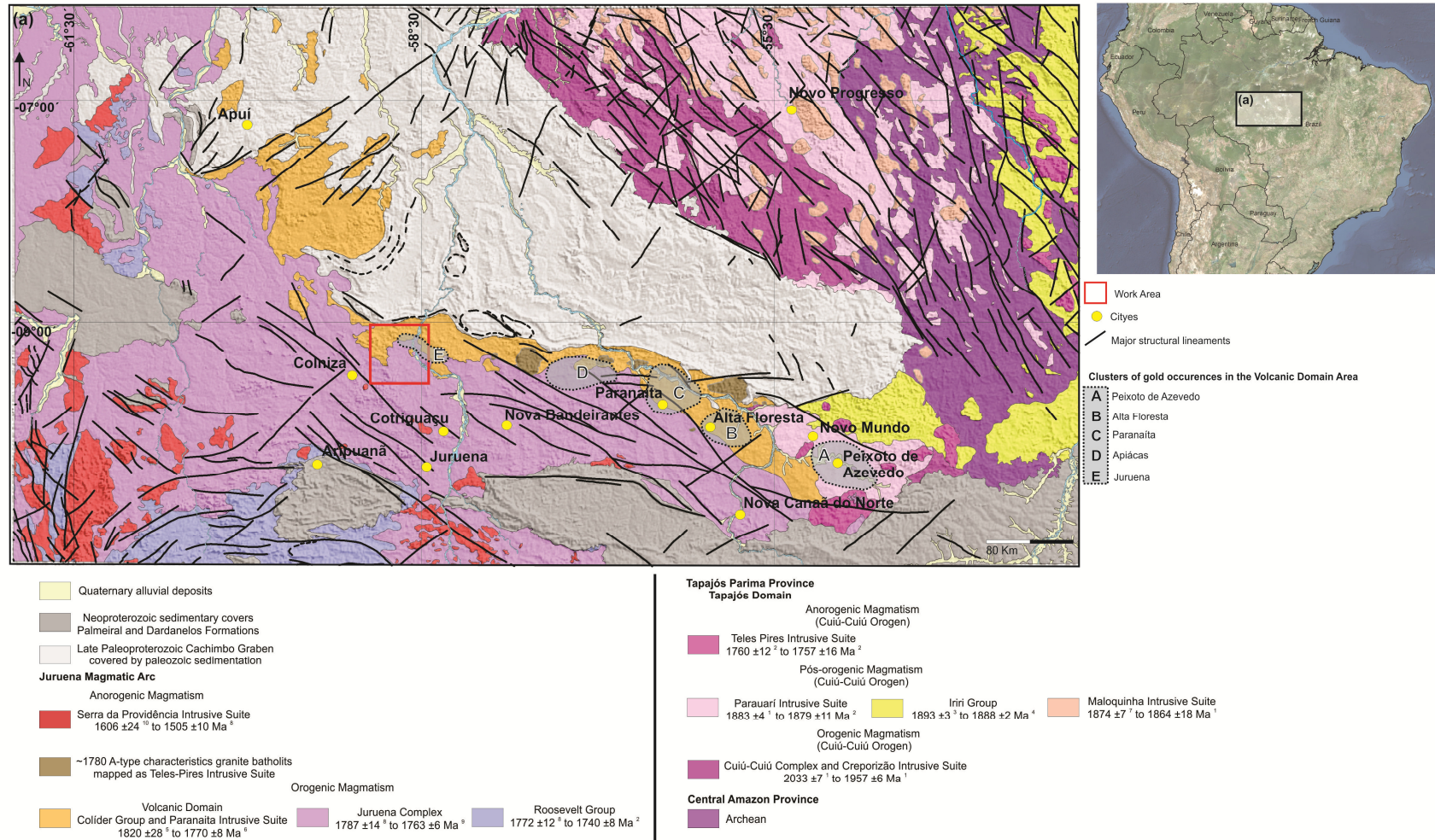


Fig. 30. Proposed geotectonic and simplified geologic map of the SW of the Amazon Craton, focused in the interface between the Tapajós-Parima Province and the Juruena Magmatic Arc. Letters A to E are indicating the Alta Floresta Gold Province gold occurrences clusters within the Volcanic Domain. The geology and major structural traces were modified from the Brazilian geological 1:1.000.000 map (Bizzi, 2003). Presented U-Pb crystallization ages reference: 1 Santos et al., (2001); 2 Santos et al., (2000); 3 Vasquez et al., (1999); 4 Dall'Agnoll et al., (1999); 5 Present data; 6 Pinho et al., (2003); 7 Vasquez et al., (2008); 8 Ribeiro and Duarte (2010); 9 Néder et al., (2002); 10 Bettencourt et al., (1999).

8.2 Volcanic Domain geodynamic setting based on granite geochemistry

The thin sections descriptions and the litogeochemistry results from the Volcanic Domain provide essential data about the geodynamic environment. Although in some cases the use of granite types as geodynamic indicators has shown to be improper, applying carefully the methodology proposed by Barbarin (1999) together with geochronological data, that will be further discussed, usually succeed in resolve geotectonic issues.

High-K calc-alkaline magma series and the alumina saturation index varying from metaluminous to peraluminous indicate a mixed origin for the Volcanic Domain magmatism with a crustal component predominant over the mantellic (Barbarin, 1999). Even though some of the monzogranite and granodiorite from the Paranaíta Intrusive Suite have amphibole, these rocks are potassium enriched and so classified as K-rich calc-alkaline granitoids (KCG). Also the Colíder Group effusive volcanics (mainly rhyodacite), the less differentiated varieties (in relation to SiO₂), with the lower K₂O and higher CaO, MgO and Fe₂O₃ concentrations, are from the high-K calc-alkaline serie.

The REE spectral with light REE enrichment in relation to heavy REE and negative Eu anomalies are similar to high fractionated and high-K calc-alkaline magmas. The trace element distribution, with well-defined Nb, P and Ti negative anomalies, point to a magmatic evolution dominated by crystal fractioning and reflect a source modified by subduction with continental crustal involvement (Wilson, 1989). In tectonic-magmatic discriminating diagrams (Pearce et al., 1984) the Volcanic Domain samples plot in the active continental margin field.

High-K (KCG) granite and granodiorite are present in several geodynamic environments; they actually indicate a variation of the tectonic regime than a specific geodynamic environment (Barbarin, 1999). KCG granites occur in association to typical arc related amphibole bearing calc-alkaline granitoids (ACG) in periods of arc relaxation between collisional events or transitional from a compressional to a tensional regime (Bonin, 1990). So it is not discarded the possibility that the Volcanic Domain is the result of extencional tectonics in the Juruena Magmatic Arc as proposed by Barros et al., (2009), Alves et al., (2013) and Silva et al., (2014).

Also, considering the discussion above, it is not possible to attest the presence of amphibole bearing calc-alkaline granitoids (ACG) in the Volcanic Domain, which is supposed to predominate in subduction related continental magmatic arcs. However, as Souza et al., 2005, Ribeiro and Duarte 2010 and Duarte et al., 2012 presented it is required to understand the Volcanic Domain in the context of the Juruena Magmatic Arc evolution. The Vitória Plutonic Suite and Vespôr Suite that are compound of typical arc related calc-alkaline metagabbro, metadiorite, metatonalite and metagranodiorite (Ribeiro and Duarte 2010) best fits to what is expected to find in continental arc environments in association to KCG granitoids. In complement to the continental arc related theory for the Volcanic Domain, in the Juruena Complex, metamorphosed sediments and oceanic crust remains from Bacareí-Mógno Complex accreted to the arc are identified.

8.3 The Volcanic Domain volcano-plutonic kinship as part of the Juruena Magmatic Arc

The Volcanic Domain integration to the Juruena Complex discussed above, in the context of the Juruena Magmatic Arc, is based on depleted mantle model ages (T_{DM}), ϵ_{Nd} values and U-Pb (zircon) crystallization ages.

8.3.1 Whole rock Sm-Nd depleted mantle model ages and ϵ_{Nd} outcomes

The range of Volcanic Domain T_{DM} ages in a dataset of twenty samples is 500 Ma, from 2.40 to 1.84 Ga and the calculated $\epsilon_{Nd(t)}$ ($t=1.8$ Ga) for the same samples vary between negative (-0.20 to -3.90 \bar{x} -1.43) and positive (+0.10 to +2.50 with \bar{x} +1.14). The results from the Juruena Complex T_{DM} dataset are lot like, with T_{DM} ages ranging 370 Ma, between 2.30 and 1.93 Ga and $\epsilon_{Nd(t)}$ ($t=1.78$ Ga) values also ranging between negative (-0.25 to -2.57 \bar{x} -1.14) and positive (+0.26 to +2.10 \bar{x} +1.57).

These two T_{DM} ages intervals with distinct ϵ_{Nd} values record the participation of two mixed magmatic sources in the formation of Juruena Magmatic Arc. An older with T_{DM} of 2.3 to 2.1 Ga and negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values (around -1.5), stating a continental lithosphere source, and younger, mantellic and juvenile source with T_{DM} ages between 2.0 and 1.9 Ga and positive $\epsilon_{Nd(t)}$ values (around +1.0).

The older source has T_{DM} ages compatible with Transamazonian Province crystallization ages reworked by Tapajós-Parima orogenic processes (recycled crust), and the younger (more juvenile) source has T_{DM} ages similar to Tapajós-Parima constructional stage (Cuiú-Cuiú - island arc; Creporizão - continental arc; Tropas - island arc/continental arc) crystallization ages (Santos et al., 2004).

8.3.2 U-Pb LA-ICP-MS outcomes

The set of U-Pb (zircon) crystallization ages obtained in this work for Volcanic Domain rocks are comparatively homogeneous, with the resulted ages for Paranaíta Intrusive Suite (1813 ± 5 to 1790 ± 5 Ma) and Colíder Group (1820 ± 28 to 1786 ± 12 Ma) magmatism overlapping, indicating the volcanic and the plutonic episodes are coeval (Fig. 31).

Another important observation is the lack of inherited or pre-magmatic zircons crystals in the Volcanic Domain rocks. Miller et al., (2015) describe such inheritance-poor granitoids as hot ones (800 °C+), generated according to currently popular modes of magmatic processes (dehydration melting in the crust; fractionation of mantle melts, with or without crustal contamination), with transport of the magma in crystal-poor and highly eruptible state. Conversely, inheritance-rich cold granites intrusions (sub-800 °C), derived largely from the crust and crystal rich magma are unlikely to erupt.

It is consolidated that volcanic and plutonic rocks frequently occur in the same geodynamic environment. Examples include the Andes (de Silva et al., 2006), the San Juan volcanic area in Colorado (Lipman, 2007) and the Colorado River region, to the south of Nevada and Arizona (Metcalf, 2004). In such environments the volcano-plutonic association is directly observed in places where the volcanic cover has been eroded, exposing the upper parts of co-genetic intrusions (Bachmann et al., 2007).

A Paleoproterozoic example in the Tapajós-Parima Province, described by Santos et al., (2004) is the intermediate to acid Iriri volcanic sequence that is associated with tardi-orogenic to

post-colisional granitic intrusions. Juliani et al., (2005) in the same region identify high-sulfidation epithermal type gold mineralizations related to large caldera complexes and epizonal porphyry intrusion domes, situation that seems analogous to the observed in the Volcanic Domain.

This tardi-orogenic to post-colisional tectonic setting interpretation, mentioned as valid and proposed by a series of already cited authors, also fits to the Volcanic Domain high-K calc-alkaline magmatism, but for this to be valid the Juruena Magmatic Arc oldest crystallization ages results have to be disregarded. Also applying this, implicate that the Volcanic Domain do not relate to Juruena Complex rocks, and so, should be considered as a Terrain in relation to the Juruena Magmatic Arc, and that is impracticable.

The integration between the Volcanic Domain and the Juruena Complex discussed above based in field relations, litho-geochemical resemblances and Sm-Nd data are complemented by the U-Pb ages dataset. As shown in Fig. 31, the Juruena Complex rocks crystallization ages, interpreted as the calc-alkaline sin-orogenic continental arc magmatism (1787 ± 14 to 1755 Ma), overlap with those from the Volcanic Domain.

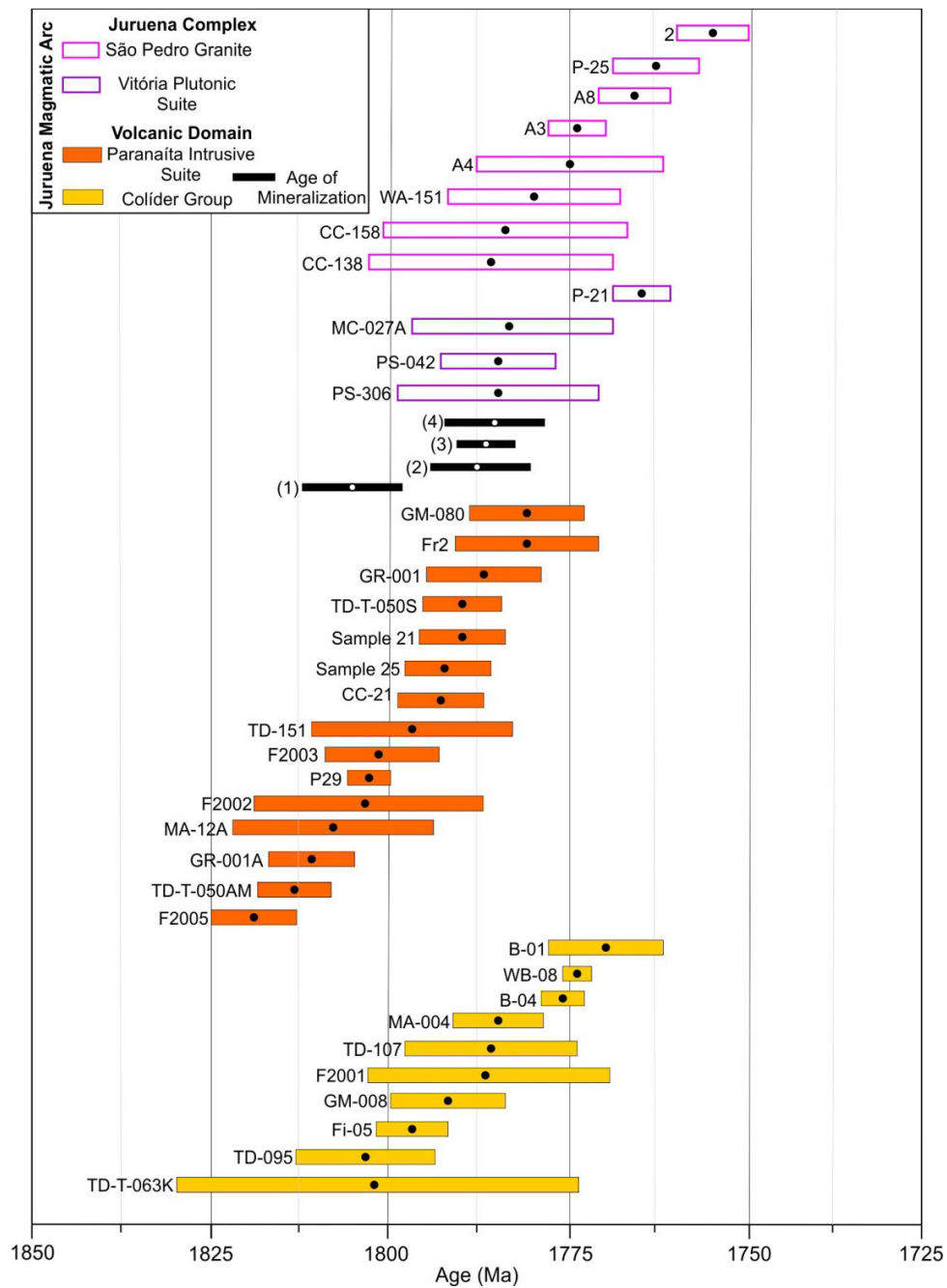


Fig. 31. Summary of the geochronological U-Pb (zircon) data of the Juruena Magmatic Arc lithostratigraphic units that crop out in the area of study (Volcanic Domain - Colíder Group and Paranaíta Intrusive Suite; Juruena Complex - Vitória Plutonic Suite and São Pedro Granite) and ages obtained in mineralized plutons. (1) Re-Os (molybdenite) Acevedo et al., 2014; (2) Re-Os (molybdenite); (3) Re-Os (pyrite); (4) Re-Os (molybdenite) Xavier et al., 2013. Complete information about the identified U-Pb analyzed samples is present in Table 1, Table 2 and Table 8.

8.4 Mafic Magmatism framework in SW of the Amazon Cráton.

The mafic rocks presented in the area of study are correlated to Colíder Group magmatism. An andesite sample analyzed by U-Pb (zircon) and Sm-Nd yield crystallization age of 1786 ± 12 Ma and a T_{DM} age of 2.2 Ga with an $\epsilon_{Nd(t=1.8)}$ value of + 0.4, analogous to the Volcanic Domain crystallization and T_{DM} ages. Pinho et al., (2003) also obtained U-Pb (zircon) ages in the same range in two mafic samples collected close to the area of work; 1797 ± 5 Ma (mafic tuff) and 1776 ± 3 Ma (basalt).

Santos et al., (2002) by using a considerable dataset of U-Pb (baddeleyite and zircon) analyzes from mafic rocks that crop to the north of the area, in the Tapajós-Parima Province, established five mafic magmatic events. The older stocks and dikes, around 1893 Ma, are named Ingarana and related to an orogenic period. The other dikes present ages of 1780 ± 9 Ma, 1186 ± 12 Ma, 507 ± 4 Ma and the interval between 260 to 124 Ma and are named Crepori, Cachoeira Seca, Piranhas and Periquito, respectively, and related to extensional anorogenic periods. Among all of the mafic magmatism, the Crepori has greater interest in this study, with ages that correlate to the Colíder Group mafic magmatism. Santos et al., (2002) observe that ages around 1780 Ma are linked to mafic intrusions in the Amazon and La Plata Craton. Examples include the Avanavero magmatism in the north of the Amazon Craton (1778 ± 12 Ma) (Reis et al., 2013) and Tumatumari in Guiana (1786 ± 5 Ma) (Norcross et al., 2000) and Piedra Alta Terrain (1785 ± 4 Ma) (Halls et al., 2001; Teixeira et al., 2010) in the La Plata Craton. Santos et al., (2002) states that these intrusions define an N-S alignment that mark the west border of Columbia (NUNA) and its breakup (Rogers et al., 1996), taking in account that the great extent mafic magmatism at the end of the Paleoproterozoic are related to this supercontinent disassembly.

Scandolaro et al., (2014) studied through litogeochemistry and geochronology the Vespor Suite, the Juruena Complex mafic lithostratigraphic unit. Samples dated by U-Pb (zircon) yield ages of 1773 ± 15 Ma (gabbro) and 1764 ± 14 Ma (gabbro) and belong to tholeiitic magma series, with a chemical signature characteristic of magmas generated in a continental arc environment, with a source magma from a mixture of metasomatic oceanic crust and crustal components (Scandolaro et al., 2014). Based on the results the authors interpret that the SW border of the Amazon Craton (Juruena Magmatic Arc) developed at the beginning of the Paleoproterozoic along an oceanic trench with subducted oceanic crust under a passive continental margin (Transamazonian and Tapajós-Parima Provinces).

A number of 1.8 to 1.7 Ga continental arcs are distinguished worldwide (Rogers and Santosh, 2002 and 2004; Zhang et al., 2012) and considered as products of continental arc amalgamations along the Paleoproterozoic (2.0 to 1.8 Ga), which culminated with the supercontinent Columbia (NUNA) assembly (Hoffman, 1989; Roger and Santosh, 2002, 2004; Zhao et al., 2004). Scandolaro et al., (2014) based in the proposed continental arc geodynamic environment for the Juruena Magmatic Arc, yielding ages between 1.8 to 1.74 Ga, suggested that the period of Columbia (NUNA) amalgamation must be revised and extended until around 1.74 Ga.

Bispo-Santos et al., (2012) have also proposed that the period of Columbia's amalgamation should be extended and tafrogenesis period revised, based on paleo-magnetic data and Ar-Ar (biotite) dating results (1420 Ma) from a set of intrusive mafic dikes (Nova Guarita Intrusive Mafics) at the Peixoto de Azevedo Region, extreme east of the Volcanic Domain.

9. Conclusions

The Colíder Group and the Paranaíta Intrusive Suite form a plutonic-volcanic association whose eruptions within 1820 to 1770 shaped the Juruena Magmatic Arc Volcanic Domain. The predominant high-K calc-alkaline chemical signatures (KCG granites and related felsic volcanics) suggest that the Volcanic Domain magmatism is from distal geodynamic environment in relation to a stable continental platform (Tapajós-Parima Province). As a result, this high-K magmatism has habitually been related to the (1) Supercontinent Columbia (NUNA) disassembly in 1.8 Ga; or (2) Juruena Magmatic Arc tardi to post-orogenic stages. However both models show contradictions:

(1) Assuming the Supercontinent Columbia (NUNA) tafrogenesis, it would be expected to identify to the west/southwest of the Volcanic Domain rocks with crystallization ages from the displaced block (Tapajós-Parima ages). In addition, recent works based on geochronology and paleo-magnetism states that in the Amazon Craton, the Supercontinent Columbia (NUNA) disassembly was after 1.8 Ga.

(2) The Volcanic Domain crystallization ages dataset include the older Juruena Magmatic Arc ages, therefore these rocks cannot be related to a late-orogenic or post-collisional stage magmatism in relation to this arc.

Based on the presented data and discussed results is its more adequate, at least nowadays, to consider the Volcanic Domain as the Juruena Magmatic Arc volcanic belt. This interpretation is based upon the spatial arrangement, the volume of acid volcanoclastic deposits and associated epizonal granite intrusions, T_{DM} ages intervals and ϵ_{Nd} values alike in the Juruena Magmatic Arc rocks (Juruena Complex and Volcanic Domain), presence of oceanic crust and metasedimentary rocks from the Bacareí-Mógno Complex in the arc and finally, but not less important, by the sinplutonic epithermal-porphyry gold system along the Alta Floresta Gold Province.

The REE and trace elements chemical signature of the Volcanic Domain mafic to felsic rocks are also major indicatives of the geodynamic environment, because clearly show the influence of a SCLM source enriched by subduction zone fluids and crustal contamination.

The T_{DM} ages and ϵ_{Nd} values indicate two magmatic sources or magmas with different crustal material contribution (subducted sediments) for the Juruena Magmatic Arc, resulting in the distinct Sm-Nd isotopic signatures. The older source with T_{DM} ages between 2.3 to 2.1 Ga and negative ϵ_{Nd} values (~ -1.5) and a younger, more juvenile with T_{DM} ages between 2.0 to 1.9 Ga and positive ϵ_{Nd} values ($\sim +1.0$).

In the future, with the advance in the quantity and quality of geochronology data, maybe it will be possible to correlate this young juvenile source to younger crystallized rocks and so relate that to a tardi or even post-orogenic magmatism within the Volcanic Domain. This knowledge would permit the definition of metallogenic periods and a more accurate interpretation for the Volcanic Domain magmatism, implicating in an even better base than this actual work provided for the mineral systems characterization and development of district scale predictive explorations models.

Emphasizing that the use of whatever terms as intrusive suite, magmatism, group or plutonic-volcanism Teles-Pires should be restricted to strictly anorogenic non-mineralized granites aging around 1.78 Ga that crop inboard of the Tapajós-Parima Province. In the same manner it is only appropriate to include the volcanic rocks that occur in the Juruena Complex, in a foreland basins setting in relation to the Juruena Magmatic Arc, in the Roosevelt Group.

Acknowledgments

The authors thank to the CPRM - Geological Survey of Brazil and the Technical-Scientific Chamber from this federal public organ, in particular the past and actual coordinators Dr. Gerson Manoel Muniz de Matos and Luiz Carlos da Silva for allowing the use of data results from the Brazilian Program for Strategic Mineral Potential Evaluation and funding the project expenses.

We also thank the Campinas State University Institute of Geosciences IG-UNICAMP and the post-graduation programs from this institute where the study was conducted, in special the master's advisor Dr. Roberto Perez Xavier and the examination board Dr. Evandro Luiz Klein and Dra. Maria José Maluf Mesquita.

Finally we thank our coworkers from the CPRM Goiânia Superintendence office, in special the manager Dr. Gilmar José Rizzotto, for overall support to the project and pertinent discussions, and colleague geologists MSc. Leandro Duarte Campos, MSc. Sheila Soraya Alves Knust, Leonardo Brenguere Leão Lopes and Tiago Rocha Faria Duque for the constant exchange of ideas and the good times spent at the office.

References

- Acevedo A.A.A. (2014). Geocronologia do Sistema Hidrotermal do Depósito Aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 81p.
- Almeida F.D., Martin C., Ferreira E.O., Furque G. (1978). Tectonic map of South America 1: 5.000. 000 explanatory note. MME, DNPM, Brasília.
- Alves, C. L., Sabóia A. M., Scandolaro, J. E., Ribeiro, P. S. E., Martins, E. G. (2013). Magmatismo Tipo A-2 Colíder-Pium no SE do Cráton Amazônico, Província Rondônia-Juruena - MT: litoquímica e geocronologia. In *Contribuições a Geologia da Amazônia*. v.8 pg. 26-44.
- Amaral G. (1974). Geologia pré-cambriana da região Amazônica (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Assis, R.R., (2011), Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas: Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 456 p.
- Bachmann, O., Charlier, B. L. A., and Lowenstern, J. B. (2007). Zircon crystallization and recycling in the magma chamber of the rhyolitic Kos Plateau Tuff (Aegean arc). *Geology*, 35(1), 73-76.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626.
- Barros A.J.P. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo: Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas-Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154 p.
- Barros, M. A. D. S. A., Júnior, F. C., Nardi, L. V. S., and Lima, E. F. (2009). Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 11-23.
- Basei M.A.S. (1977). Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Bettencourt, J. S., Leite, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., and Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28-46.
- Bierlein, F. P., Groves, D. I., and Cawood, P. A. (2009). Metallogeny of accretionary orogens—the connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, 36(4), 282-292.

- Biondi, J. C., Santos, R. V., and Cury, L. F. (2013). The Paleoproterozoic Aripuanã Zn-Pb-Ag (Au, Cu) Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso, Brazil: Geology, Geochemistry of Alteration, Carbon and Oxygen Isotope Modeling, and Implications for Genesis. *Economic Geology*, 108(4), 781-811.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I., Elming, S. Å., Janikian, L., Vasconcelos, P. M., ... and Barros, M. A. (2012). Tectonic implications of the 1419Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, 196, 1-22.
- Bizzi, L. A. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas and SIG. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia.
- Bonin, B. (1990). From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25(3-4), 261-270.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., and Webb, P. C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413-426.
- Bühn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1):1-16.
- Cawood, P. A., and Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82(3), 217-256.
- Cordani, U. G., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Basei, M. A. S., and Kawashita, K. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In *Congresso Geológico Chileno (Vol. 2, No. 1979, pp. 137-148)*.
- Cordani, U. G., and Neves, B. B. (1982). The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Brazilian Journal of Geology*, 12(1-2-3), 78-88.
- Cordani, U. G., and Teixeira, W. (2007). Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 2007, 297-320.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., and Trindade, R. I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15(3), 396-407.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks* (p. 450). London: G. Allen and Unwin.
- Czarnota, K., Blewett, R. S., and Goscombe, B. (2010). Predictive mineral discovery in the eastern Yilgarn Craton, Western Australia: an example of district scale targeting of an orogenic gold mineral system. *Precambrian research*, 183(2), 356-377.
- De Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., and Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 47-63.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86:10470-10488.
- Duarte T.B., Rodrigues J.B., Ribeiro P.S.E. and Scandolaria J.E. (2012). Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.
- Duarte and Lopes (2015) in press. Projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil - Província Aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã - Geologia e Recursos Minerais da Folha SC.21-V-C-III Ilha Porto Escondido. Programa de Avaliação do Potencial Mineral Estratégico do Brasil. CPRM- Serviço Geológico do Brasil.
- Forman (1972). Geo Mineração Ltda, and Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia. Divisão de Recursos Minerais. (1972). Pesquisa mineral no Iriri/Curuá: relatório preliminar. Divisão de Documentação.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., and Galley, A. G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 98, 523-560.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., and Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.

- Gióia S.M.C.L and Pimentel M.M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219-245.
- Groves, D. I., Condie, K. C., Goldfarb, R. J., Hronsky, J. M. A., and Vielreicher, R. M. (2005). Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100(2), 203-224.
- Groves, D. I., & Bierlein, F. P. (2007). Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society*, 164(1), 19-30.
- Hall, A. (1987). *Igneous petrology*. Longman Scientific and Technical. Wiley.
- Hannington, M. D., de Ronde, C. D., and Petersen, S. (2005). Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems.
- Hoffman, P. F. (1989). Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, 17(2), 135-138.
- Hoffman, P. F. (1997). Tectonic genealogy of North America. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. McGraw-Hill, New York, 459-464.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F., and Tarney, J. (1984). Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 453-472.
- Irvine, T., and Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Janousek, V., Farrow, C. M., and Eerban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Japan International Cooperation Agency. (2000). Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil: final report. [Tokyo], 137 p. JICA. Metal Mining Agency of Japan – MMAJ.
- Japan International Cooperation Agency. (2001). Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil: phase III. [Tokyo], 307 p. JICA. Metal Mining Agency of Japan – MMAJ.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M., Snee, L. W., Silva, R. H. C., Monteiro, L. V., ... and Neto, A. A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1), 95-125.
- Kerrick, R., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P. (2005). Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic geology*, 100, 1097-1136.
- Lacerda Filho, J. V. (2004). *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1000.000*. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Large, R. R. (1992). Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, 87(3), 471-510.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Lipman, P. W. (2007). Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3(1), 42-70.
- Ludwig K.R. 2009. *Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No 4.
- Maniar, P. D., and Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., and De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618.
- Metcalf, R. V. (2004). Volcanic-plutonic links, plutons as magma chambers and crust-mantle interaction: a lithospheric scale view of magma systems. *Geological Society of America Special Papers*, 389, 357-374.
- Middlemost, E. A. (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), 337-364.
- Miguel, Jr.E., (2011) *Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão, Província aurífera de Alta Floresta - MT: controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 86 p.

- Miller, C. F., McDowell, S. M., & Mapes, R. W. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532.
- Moura, M. A., and Botelho, N. F. (2008). Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Mt). *Brazilian Journal of Geology*, 32(3), 377-386.
- Neder, R. D., Leite, J. A. D., Figueiredo, B. R., and McNaughton, N. J. (2002). 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U–Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research*, 119(1), 171-187.
- Norcross, C., Davis, D. W., Spooner, E. T., and Rust, A. (2000). U–Pb and Pb–Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*, 102(1), 69-86.
- Paes de Barros, A. J. (2007). Granitos da região de Peixoto de Azevedo–Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas–Província Aurífera Alta Floresta (MT). Universidade Estadual de Campinas–Instituto de Geociências. Campinas, SP. Tese de doutorado.
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, 528-548.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E. (2003). U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.
- Pirajno, F., & Santosh, M. (2014). Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*.
- Prado, S. E., Barros, M. A. S., Pinho, F. E. C., Pierosan, R. (2013). Granito Terra Nova - petrologia e geocronologia: um granito tipo-A da Província Aurífera Alta Floresta - Cráton Amazônico. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):101-116.
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220.
- Reis, N. J., Teixeira, W., Hamilton, M. A., Bispo-Santos, F., Almeida, M. E., and D'Agrella-Filho, M. S. (2013). Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, 174, 175-195.
- Ribeiro P.S.E. and Duarte T.B. (2010). Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515-1533.
- Rizzotto, G. J., Quadros, M. L. E. S., Silva, L. C., Armstrong, R., and Almeida, M. (2002). O Granito Aripuanã: datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 41, p. 469).
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C, Ferreira R.B.C, Lopes R.C, Cordeiro A.V. (2004). Folha SC.21-Juruena. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A (eds). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. 46 folhas. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, escala 1:1.000.000. 41 CD-ROM.
- Rogers, J. J. (1996). A history of continents in the past three billion years. *The journal of geology*, 91-107.
- Rogers, J. J., and Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1), 5-22.
- Rogers, J. J., and Santosh, M. (2004). Continents and supercontinents. *Gondwana Research*, 7(2), 653.
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.
- Rudnick, R. L., and Williams, I. S. (1987). Dating the lower crust by ion microprobe. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(1), 145-161.

- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2002). Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 409-429.
- Santos, J. O. S., Van Breemen, O. B., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., and Fletcher, I. R. (2004). Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 131(1), 73-109.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.
- Sato, K., and Tassinari, C. C. G. (1997). Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *Contribuições à geologia da Amazônia*, 1, 91-142.
- Scandolaro, J. E. (2006). Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsás, Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. Brasília, 2006, 383 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Scandolaro, J. E., Ribeiro, P. S., Frasca, A. A., Fuck, R. A., and Rodrigues, J. B. (2014). Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespour suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 20-49.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., ... and Barton, M. D. (2005). Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 29, 251-298.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Salum, O. A. L., Dall'Agnol, R., and Basei, M. A. S. (1974). Esboço geológico de parte da Folha SC. 21 Juruena. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 28, pp. 309-320).
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. D., Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. D. S., Tassinari, C. C. G., and Fernandes, C. A. C. (1980). Folha SC. 21 Juruena; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.
- Silva, L. D., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., and Rosa, A. L. Z. (2002). 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(4), 529-544.
- Silva, M. G., and Abram, M. B. (2008). Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais, Série Ouro*, 16. CPRM. Goiânia. 212p.
- Silva, F. R., Barros, M. A. S. A., Pierosan, R., Pinho, F. E. C., Rocha, M. L. B. P., Vasconcelos, B. R., and Rocha, J. (2014). Geoquímica e geocronologia U-Pb (SHRIMP) de granitos de região de Peixoto de Azevedo - Província Aurífera de Alta Floresta-MT. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3).
- Souza, J. O., Frasca, A. A. S., and Oliveira, C. C. (2005). Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN e Alta Floresta). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta (Relatório Integrado)*. PLGB. CPRM, 159.
- Sun, S. S., and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tassinari, C. C. G., Siga Jr, O., & Teixeira, W. (1984). Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. *SBG, Cong. Bras. Geol*, 32, 2963-2977.
- Tassinari, C. C. G. (1996). O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Tassinari, C. C., and Macambira, M. J. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.

- Tassinari, C. C. G., and Macambira, M. J. B. (2004). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, 471-485.
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., and Kawashita, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42(3), 213-227.
- Teixeira, W., Geraldes, M. C., Matos, R., Ruiz, A. S., Saes, G., and Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 47-60.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, R., and O'Hara, M. J. (1984). An Assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514), 549-590.
- Thompson, J. F. H., Sillitoe, R. H., Baker, T., Lang, J. R., and Mortensen, J. K. (1999). Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34(4), 323-334.
- Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L. T. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém, CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.
- Wayne, D. M., and Sinha, A. K. (1988). Physical and chemical response of zircons to deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(1), 109-121.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., and Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95(4), 407-419.
- Wilson, B. M. (1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science and Business Media.
- Xavier, R. P., Assis, R. R. A., Creaser, R., and Barros, A. J. (2013). Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta Gold Province: evidence from pyrite and molybdenite, re-os isotopic dating. 13^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.
- Zhang, S., Li, Z. X., Evans, D. A., Wu, H., Li, H., and Dong, J. (2012). Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 353, 145-155.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., and Li, S. (2004). A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67(1), 91-123.