



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IGD  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
GEOLOGIA ECONÔMICA E PROSPECÇÃO

**DEPÓSITO VULCANOGÊNICO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Cu ± (Ag-Bi)) ARTULÂNDIA, ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZÓICO  
CAMPINORTE, BRASIL CENTRAL.**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 344

**Bernardo de Carvalho Filgueiras**

Brasília  
2015



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IGD  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
GEOLOGIA ECONÔMICA E PROSPECÇÃO

**DEPÓSITO VULCANOGÊNICO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Cu ± (Ag-Bi)) ARTULÂNDIA, ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZÓICO  
CAMPINORTE, BRASIL CENTRAL.**

**Bernardo de Carvalho Filgueiras**

**Orientador:**

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

**Banca examinadora:**

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (Orientador)  
Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura (Membro Interno)  
Dr. Jaime Estevão Scandolara (Membro Externo)

Brasília  
2015

## AGRADECIMENTOS

*Agradeço à toda a minha família pelo incentivo, paciência, confiança e acima de tudo pelo amor. Em especial a minha avó que só sossegou após o termino dessa dissertação.*

*À minha namorada e amiga Isabela, que sempre me apoiou e me ajudou em todas as etapas dessa dissertação.*

*Ao meu amigo e orientador Claudinei pela confiança e apoio ao longo de todo o projeto.*

*À todos os meus amigos geólogos, Hammel, Davi, Renato, Betão, Luis Precoce, Leonardo Colômbia, Thiago, Citon, Rodrigo e tantos outros. Em especial ao Felipe pela ajuda no tratamento de dados de geocronologia. RU Gourmet estará sempre na memória.*

*Sou muito grato a todos os professores que de alguma forma me ajudaram no projeto, Prof. Elton, Prof. Oswaldo, Prof. Benhard, Profa. Maria Emília, Prof. Nilson.*

*Aos servidores do instituto: Alice, Maristela, Dione, Ricardo e Jacqueline. Ao pessoal da laminação, Francisca, Raimundo. Em especial a Bárbara e Erico pelo auxílio na preparação e aquisição de dados no laboratório de geocronologia.*

*Obrigado ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Fundação de apoio à pesquisa do DF (FAPDF) pelo suporte financeiro prestado.*

## RESUMO

O depósito polimetálico recém descoberto na região de Artulândia – GO está hospedado na sequência Metavulcanossedimentar de Artulândia. À sequência estão associadas rochas intrusivas, aflorando na Zona Interna da Faixa Brasília, entre o Complexo de Barro Alto e a Sintaxe dos Pirineus. Até então, estas rochas tinham contexto geológico pouco definido. Dessa forma, o objetivo desse estudo é a caracterização genética da mineralização, além da caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da Sequência Metavulcanossedimentar de Artulândia.

A Sequência de Artulândia consiste de rochas supracrustais, compostas por rochas metavulcânicas félsicas e básicas, em menor proporção, e rochas metassedimentares clásticas e químicas, que ocorrem como lentes. Associados a estas rochas ocorrem corpos de composição tonalítica a granodiorítica. Análises químicas de rocha total realizadas em rochas metavulcânicas bimodais indicam magma peraluminoso, de assinatura tectônica em contexto intra-placa. As rochas intrusivas apresentam assinatura calci-alcalina de médio potássio, caráter meta a peraluminoso e assinatura tectônica de magmas originados em arcos magmáticos similares a adakitos. Idade U-Pb em zircão para Sequência é de 2.142 Ma, enquanto para as rochas intrusivas houve variação de idades entre 2.130 e 2.156 Ma. Idades modelo ( $T_{DM}$ ), com base no método Sm-Nd, relativos a sequência e rochas plutônicas variam de 2.6 a 2.14 Ga, com valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos, o que indica o caráter juvenil dessas rochas. Os dados apresentados demonstram que o Domínio Artulândia foi formado em contexto tectônico de arco magmático Paleoproterozóico similar ao Arco Magmático Campinorte.

O depósito polimetálico Zn-Pb-Cu (Ag-Bi) de Artulândia é de origem vulcanogênica não usual em ambiente de back-arc continental Paleoproterozóico. Está hospedado em sequência metavulcânica bimodal dominada por rochas félsicas. São observadas alterações hidrotermais metamorfisadas em facies anfíbolito próximas às zonas mineralizadas representadas por tremolita, espessartita, clinocloro, carbonato, talco e alterações distais representadas por biotita, sericita, carbonato, espessartita, turmalina e epidoto acompanhadas de sulfetos disseminados. A zona mineralizada é composta por lentes de sulfetos maciços a semi-maciços de esfalerita, pirita, galena, calcopirita, e, em menor proporção, bismuto nativo, prata nativa, molibdenita, magnetita e hematita. Análises químicas das rochas alteradas mostram enriquecimento hidrotermal em MgO, MnO, CaO, FeO e C, e perda em SiO<sub>2</sub> e K<sub>2</sub>O. A química mineral mostra altas concentrações de bismuto em galena, pirita e calcopirita e

variações de teores de ferro na esfalerita que quando disseminada em alterações distais são mais ricas em ferro do que na esfalerita maciça da zona mineralizada. Também são observadas anomalias de prata na zona mineralizada e ausência de anomalias de ouro. Análises químicas de isótopos de enxofre indicam baixa variação e constância em valores positivos próximos a dez. Valores desta ordem indicam contribuição de mistura de fluidos marinhos e magmáticos para a formação de enxofre contido no sulfeto.

O conteúdo metálico da mineralização indica que o depósito é classificado em vulcanogênico não-aurífero formado em ambiente de arco magmático ou *back-arc*. A mineralização de Artulândia é classificada como vulcanogênica formada em *back-arc* continental Paleoproterozóico. Este contexto é observado em outras partes mundo e tem importantes depósitos econômicos. O depósito Artulândia tem caráter inédito na Faixa Brasília, abrindo novos horizontes prospectivos nesta região.

**Palavras-chave:** Arco Mágmatóico Paleoproterozóico; mineralização vulcanogênica; Embasamento da Faixa Brasília.

## ABSTRACT

The polymetallic mineralization recently discovered in Artulândia region - GO, is hosted in Artulândia metavolcano-sedimentary sequence and associated intrusive rocks. These units belong to the Internal Zone of the Brasília Belt, they are located between the Barro Alto Complex and the Pirineus Syntaxy, until then these rocks had uncertain geological context. Thus, the aim of this study is the genetic characterization of the mineralization, in addition, the geological characterization, geochemical and geochronological of Artulândia Sequence.

The Artulândia Sequence consists of supracrustal rocks, composed of felsic metavolcanic rocks and basic, to a lesser extent, and clastic metasedimentary rocks and chemical occurring as lenses. Associated with these rocks are observed intrusive bodies of tonalitic to granodioritic rocks. Whole rock chemical analyzes performed in metavolcanic rocks indicate bimodal volcanism, predominantly calc-alkaline, peraluminous, tectonics signature indicates magma origin in intra-plate regions. Intrusive rocks have medium potassium calc-alkaline signature, meta-peraluminous magmatic character and tectonic signature derived from magmatic arcs similar to adakites. U-Pb zircon age for sequence is 2.142 Ga, as to the intrusive rocks varying between 2.130 and 2.156 Ga. Sm-Nd model ages ( $T_{DM}$ ) for the sequence and intrusive rocks ranging from 2.6 to 2.14 Ga, with positive  $\epsilon_{Nd}$  values, which indicates the juvenile characteristics of rocks. The data presented demonstrate that the Artulândia Domain was formed in a tectonic context of Paleoproterozoic magmatic arc similar to Campinorte Magmatic Arc.

The polymetallic Zn-Pb-Cu (Ag-Bi) mineralization of Artulândia is unusual volcanogenic mineralization origin in paleoproterozoic back-arc environment. The mineralization is hosted on bimodal metavolcanic sequence dominated by felsic rocks. Metamorphosed hydrothermal assemblies are observed in amphibolite facies proximal to the mineralized zones and are represented by tremolite, spessartine, clinocllore, carbonate, talc and distal hydrothermal alterations represented by biotite, sericite, carbonate, spessartine, tourmaline and epidote accompanied by disseminated sulfides. The mineralized zone consists of massive sulphide lenses of semi-massive sphalerite, pyrite, galena, chalcopryrite, and to a lesser extent, native bismuth, native silver, molybdenite, magnetite and hematite. Chemical analyzes of altered rocks show hydrothermal enrichment in MgO, MnO, CaO, FeO and C, and loss in SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O. Mineral chemical analyzes show high concentrations of bismuth in galena, pyrite and chalcopryrite. Variations in the iron content sphalerite are also observed,

disseminated sphalerite in distal alteration are richer in iron than sphalerite groundmass of the mineralized zone. Silver anomalies and absence of gold anomalies are also observed in all zones of mineralization. Chemical analysis of sulfur isotopes indicate low variation and constancy in positive values coming through ten. Values of this order indicate contribution of mixing fluids and marine magmatic for the formation of sulfur contained in the sulphide.

The metal content of the mineralization indicates that the deposit is classified as non-auriferous volcanogenic mineralization formed in magmatic arc environment or back-arc. Based in data described before, the Artulândia mineralization is classified as volcanogenic formed in paleoproterozoic continental back-arc. This context is observed in many places in the world and has important economic deposits. The Artulândia mineralization has unprecedented nature in Brasília Belt, opening new horizons prospective in this region.

**Key-Words:** Paleoproterozoic Magmatic Arc; Volcanogenic Mineralization; Brasília Belt Basement.

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	1
1.1 Apresentação e Objetivos .....	1
1.2 Localização .....	2
1.3 Métodos Analíticos .....	3
1.3.1 Litogeoquímica.....	3
1.3.2 Geocronologia U-Pb em zircão .....	4
1.3.3 Geocronologia Sm-Nd em rocha total.....	7
1.3.4 Química Mineral – Análise em Microsonda Eletrônica (MSE) .....	9
1.3.5 Geoquímica de isótopos estáveis de Enxofre.....	9
1.4 Geologia Regional .....	12
1.4.1 Contexto Tectônico Local .....	17
1.4.2 Evolução Tectônica da Faixa Brasília.....	18
2. RHYACIAN ARC AND BACK ARC ASSOCIATED MAGMATISM IN CENTRAL BRAZIL: STUDY OF A PALEOPROTEROZOIC TERRANE IN ARTULÂNDIA, BRASÍLIA BELT.....	19
2.1 Introduction.....	19
2.2 Geological Setting.....	20
2.3 Artulândia Domain .....	22
2.3.1 Metavolcano-sedimentary Sequence.....	22
2.3.2 Intrusive Unit.....	25
2.4 Analytical Procedures .....	26
2.4.1 Whole-rock geochemistry .....	26
2.4.2 U-Pb LA-ICP-MS analyses .....	27
2.4.3 Sm-Nd isotopic analyses .....	34
2.5 Samples and Results .....	34
2.5.1 Geochemistry results .....	35
2.5.2 U-Pb results .....	38
2.5.3 Sm-Nd Results.....	40
2.6 Discussion .....	41
2.6.1 Significance of Artulândia Domain.....	41
2.6.2 Correlation with the Goiás Massif and links with other Paleoproterozoic Domains .....	42
2.6.3 Basement of Neoproterozoic Brasília Fold Belt .....	44
2.7 Conclusion .....	47

3. O DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Cu ± (Ag - Bi)) VULCANOGÊNICO ARTULÂNDIA, ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZÓICO CAMPINORTE, BRASIL CENTRAL. ....	48
3.1 Introdução .....	48
3.2 Contexto Geológico Regional.....	49
3.2.1 Domínio Artulândia (Arco Magmático Campinorte).....	51
3.3 Procedimentos Analíticos .....	53
3.4 O Depósito Polimetálico de Artulândia .....	54
3.4.1 Rochas encaixantes .....	56
3.4.2 Deformação e metamorfismo .....	59
3.5 Tipologia e zoneamento da alteração hidrotermal .....	60
3.5.1 Assembleias hidrotermais proximais .....	61
3.5.2 Assembleias hidrotermais distais .....	63
3.5.3 Tipologia das zonas sulfetadas .....	66
3.6 Química Mineral .....	70
3.6.1 Anfibólio .....	70
3.6.2 Granada .....	72
3.6.3 Sulfetos.....	74
3.7 Geoquímica das zonas sulfetadas e das assembleias de alteração hidrotermal .....	76
3.7.1 Balanço de Massa.....	76
3.8 Composição isotópica de enxofre .....	79
3.9 Discussão .....	79
3.9.1 Concentração de bismuto no depósito Artulândia e possíveis implicações .....	82
3.9.2 Fontes de Enxofre.....	83
3.9.3 Proposta de enquadramento tectônico do depósito polimetálico Artulândia .....	84
3.9.4 Comparação com Depósitos Conhecidos e implicações para Faixa Brasília.....	86
3.10 Conclusão.....	87
4. CONCLUSÕES DO TRABALHO E RECOMENDAÇÕES PARA PESQUISAS FUTURAS .....	88
4.1 Sequência Vulcanossedimentar Artulândia e rochas intrusivas associadas.....	88
4.2 Depósito Polimetálico Artulândia.....	90
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	92

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo da presente dissertação, demarcada pelo retângulo em vermelho.....	2
Figura 1.2 - Equações de decaimento de $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ e $^{232}\text{Th}$ . (Retirado de Faure, 2005). .....	5
Figura 1.3 - Equação do decaimento de Samário. Para a utilização a quantidade de $^{143}\text{Nd}$ depende de quanto $^{143}\text{Nd}$ a amostra já possuía na cristalização e quanto foi gerado durante o decaimento de Sm no tempo t. $\lambda$ é a constante de decaimento. (Retirado de Faure & Mensing, 2005). .....	7
Figura 1.4 - Evolução Isotópica de ND na crosta continental e no manto depletado. Assume-se que o manto primordial tem a mesma razão Sm/Nd do CHUR. (Modificado de Faure, 2005). .....	8
Figura 1.5 - Mapa Tectônico simplificado da Faixa Brasília. Adaptado de Valeriano et al., 2008. Maiores informações sobre legenda vide tabela 1.1.....	13
Figure 2.1 - Geological schematical map of the northwestern part of the Brasília Belt. (Modified after Valeriano et al. 2008; Cordeiro et al. 2014; Araújo Filho 1999; Ferreira Filho et al. 2010; Fuck 1994). .....	21
Figure 2.2 - Simplified geological map of the Artulândia Domain (modified after Moreira et al. 2008, Araújo Filho 1999). .....	23
Figure 2.3 - a) Fine grained feldspathic schist (metavolcanic rock). b) Amphibole schist with crenulation plans. c) Acid metavolcanic rock view on thin section, showing porphyroclast of feldspar in fine grained groundmass. d) Amphibolite view on thin section, showing partial orientation of crystals. e) Quartz-muscovite schist view on thin section, showing crenulation of the sample. f) Association of garnet and amphibole, view on thin section, in chemical sedimentary rock. (Kfs – potassic feldspar; Pl – plagioclase; Bt – biotite; Qz – quartz; Ms – muscovite; Amp – amphibole; Grt – garnet; Hbl hornblende). .....	24
Figure 2.4 - a) Bolders of the Intrusive Unit. b) Preserved outcrop of biotite metatonalite (Hammer as scale). c) Equigranular biotite metatonalite. d) Sulphide-bearing metagranodiorite.....	26
Figure 2.5 - a) Nb/Y versus Zr/TiO <sub>2</sub> plot after Pearce (1996). b) Ab-albite; An - anorthite; Or-orthoclase diagram of classification Bakker (1979). c) SiO <sub>2</sub> versus Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO plot from Frost et al. (2001); d) Shand's Index after Maniar-Piccoli (1989) (*Data from Cordeiro et al., 2014). .....	35
Figure 2.6 - a) Y+Nb versus Rb (tectonic classification) plot from Pearce et al. (1984). b) Y versus Sr/Y (Adakite classification) diagram from Castillo (2012). c) REE elements plot from Sun & McDonough. (1989). d) Multi-element diagram from Sun & McDonough (1989) (*Data from Cordeiro et al., 2014). .....	37
Figure 2.7 - Concordia diagrams for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a) Metavolcano-sedimentary sequence acid metavolcanic rock, b) Intrusive unit metatonalite, c) Intrusive unit metagranodiorite and d) Sulphide-bearing metagranodiorite sample. ....	39
Figure 2.8 - Nd isotopic evolution diagram for Artulândia Domain comparing isotopic compositions of metavolcano-sedimentary sequence and intrusive rocks. Composition of Campinorte Domain are show (Della Giustina et al. (2009). .....	41
Figura 2.9 - Paleoproterozoic U-Pb zircon ages compilation for Brasília Belt. (Queiroz et al., 1999; Fischel et al., 2001; Botelho et al., 2006; Della Giustina et al., 2009; Jost et al., 2010, 2012; Cordeiro et al., 2014; Sousa et al., 2015). .....	43
Figure 2.10 – Schematic geological section for WE Brasília Belt segment. Location marked on figure 01.....	46
Figura 3.1 - Mapa Geológico esquemático da região noroeste da Faixa Brasília e importantes minas nesta região. (modificado de Valeriano et al., 2008; Cordeiro et al., 2014; Araújo Filho 1999; Ferreira Filho et al., 2010; Fuck 1994). .....	50
Figura 3.2 – Mapa e perfil geológico do Domínio Artulândia e localização da principal zona mineralizada. (Modificado de Moreira et al., 2008, Araújo Filho, 1999). .....	52

Figura 3.3 - Resumo das informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas do Domínio Artulândia.....	53
Figura 3.4 - Amostras de gossan encontradas na região onde aflora o depósito polimetálico de Artulândia.....	55
Figura 3.5 - Seção esquemática do depósito Artulândia idealizada com base em afloramentos, testemunhos de sondagem e petrografia (localização mostrada na figura 02). .....	55
Figura 3.6 - a) Afloramento de rocha metavulcânica félsica onde é possível observar bandamento discreto e foliação em baixo ângulo. b) Amostra de testemunho de sondagem de rocha metavulcânica félsica onde é possível observar foliação difusa e textura fina. c) Fotomicrografia de rocha metavulcânica félsica mostrando matriz fina a média e porfiroclastos de plagioclásio. d) Porfiroclasto de plagioclásio em destaque parcialmente saussuritizado. (Kfs – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Bt – biotita; Qz – quartzo).....	56
Figura 3.7 - a) Rocha metavulcânica máfica sem alteração hidrotermal observada em testemunho de sondagem. b) Intervalo de testemunho de sondagem onde se observa forte xistosidade e crenulação. c) Fotomicrografia mostrando hornblenda, biotita e clorita retrometamórfica. d) Cristais de hornblenda envelopados por biotita orientada formando sigmoides. (Amp – anfibólio; Chl – clorita; Bt - biotita). .....	58
Figura 3.8 - a) Afloramento de metatonalito mostrando leve foliação causada por zona de cisalhamento. b) Amostra de biotita metatonalito isotrópico equigranular. c) Fotomicrografia mostrando grão de plagioclásio saussuritizado e ainda biotita lamelar grossa. d) Pequeno grão de microclínio em meio a quartzo. (Pl – plagioclásio; Bt – biotita; Qz- quartzo; Kfs – feldspato potássico). .....	59
Figura 3.9 - Colunas esquemáticas mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e das alterações relacionadas com a mineralização de Artulândia. ....	61
Figura 3.10 - a) Amostra aflorante da assembleia de alteração anfibólio-granada rica em pequenas lentes (em tons mais escuros) de sulfetos. b) Assembleia anfibólio-granada observada em testemunho em estágio transicional para a assembleia Mg-clorita-carbonato. c) Fotomicrografia mostrando cristais de anfibólio orientados e dobrados e ainda intercrescidos com esfalerita. d) Assembleia anfibólio-granada associada com veios de quartzo cogenético (Amp – anfibólio; Sph – esfalerita; Qz – quartzo; Chl – clorita). .....	62
Figura 3.11 - a) Amostra da assembleia Mg-clorita-carbonato onde observa-se bolsões de talco em coloração branca com inclusões de óxidos e sulfetos. b) Amostra de testemunho da assembleia de alteração Mg-clorita-carbonato destacando em tons mais escuros lentes de sulfetos e em tons amarelados domínios ricos em carbonato. c) Fotomicrografia da textura geral, lamelas de clorita imersas em matriz de carbonato associadas a diversos sulfetos e óxidos disseminados, da assembleia Mg-clorita-carbonato. d) Presença de talco em bolsões em meio a matriz carbonática. (Chl – clorita; Cb – carbonato; Tlc – talco; Ox – óxidos e hidróxidos). .....	63
Figura 3.12 - a) Transição entre assembleia biotita-granada e biotita-sericita-carbonato. Em tonalidades cinzas zonas ricas em sericita. b) Assembleia biotita-granada com presença de esfalerita e finas lamelas de clorita. c) Granada euédrica imersa em sericita e quartzo associadas a sulfetos. d) Turmalina intercrescida com sulfetos presente em assembleia de alteração biotita-granada. (Qz – quartzo; Ser – sericita; Bt – biotita; Chl – clorita; Grt – granada; Tur – turmalina; Sph – esfalerita; Py – pirita). .....	64
Figura 3.13 - a) Amostra de rocha metavulcânica félsica hidrotermalizada com biotita orientada segundo foliação dobrada e domínios reliquiares quartzo-feldspáticos. b) Rocha hidrotermalizada rica em biotita associada a sulfetos e veios cogenéticos. c) Transição entre assembleia biotita-carbonato e biotita-sericita-carbonato. Em tonalidades cinzas, observa-se zonas ricas em sericita. d) Fotomicrografia mostrando carbonato poiquilítico em matriz quartzo-feldspática. e) Associação de biotita intercrescida com esfalerita e pirita em assembleia de alteração biotita-carbonato. f) Assembleia biotita-sericita-carbonato com presença de esfalerita e finas lamelas de sericita. g) Zona rica em sericita comum em assembleia biotita-sericita-carbonato. (Pl – plagioclásio; Qz – quartzo; Ser – sericita; Cb – carbonato; Bt – biotita; Ms – muscovita; Sph – esfalerita). .....	65

Figura 3.14 - a) Vênulas de quartzo deformadas hospedadas em rocha metavulcânica félsica. b) Veio concordante em assembleia de alteração biotita-sericita-carbonato. c) Brecha acompanhada de pirita em assembleia de alteração biotita-carbonato. d) Brecha rica em sulfetos em assembleia de alteração biotita-granada. ....	66
Figura 3.15 - a) Lente de sulfeto maciço rico em esfalerita. b) Lente de sulfeto maciço rica em pirita, esfalerita e anfibólio. c) Fotomicrografia mostrando pirita euédrica imersa em matriz de intercrescimento entre esfalerita e anfibólio intercrescidos. d) Esfalerita intercrescida com lamelas de clorita e biotita em zona de sulfeto disseminado. e) Esfalerita intercrescida com clorita em assembleia Mg-clorita-carbonato. f) Substituição discreta de galena em matriz de esfalerita. g) Textura de “chalcopyrite decease” em matriz de esfalerita. h) Intercrescimento de Mg-clorita, esfalerita, calcopirita e galena em assembleia Mg-clorita-carbonato. (Sph – esfalerita; Amp – anfibólio; Py – pirita; Gn – galena; Bt – biotita; Chl – clorita; Ccp – calcopirita; Qz – quartzo). ....	67
Figura 3.16 - a) Grande cristal de pirita euédrica com inclusões de galena. b) Pirita substituída por esfalerita, calcopirita e galena. c) Substituição de galena em esfalerita. d) Sulfetos disseminados associados a granada. e) Esfalerita com bordas completamente alteradas para carbonados de Zn, Pb e Fe em assembleia Mg-clorita-carbonato. f) Galena com bordas alteradas para carbonato de Pb. g) Cristal de pirita parcialmente substituído por calcopirita, esfalerita, galena e ainda bismuto nativo. h) Cristal de óxido de ferro em exsolução com outro óxido de ferro em assembleia Mg-clorita-carbonato. (Py – pirita; Gn – galena; Ccp – calcopirita; Sph – esfalerita; Cb – carbonato; Grt – granada; Bi – bismuto nativo; Ox – óxidos). ....	69
Figura 3.17 - Sequência Paragenética das alterações e mineralização de Artulândia com base em dados petrográficos. ....	70
Figura 3.18 - Diagrama Ternário com base nos polos minerais representativos do grupo da granada para granadas hidrotermais de diferentes zonas de alteração da mineralização de Artulândia. ....	72
Figura 3.19 - a) Imagem em backscattering de sobrecrescimento galena esfalerita em assembleia anfibólio-granada. b) Alteração da esfalerita observada em backscattering mostrando ainda inclusão de prata nativa. (Amp – anfibólio; Sph – esfalerita; Gn – galena; Cb – carbonato. Ag – prata nativa). ....	74
Figura 3.20 - Balanço de massa com base na geoquímica de rocha total a partir de rocha vulcânica ácida não hidrotermalizada e amostras de zonas alteradas distais a mineralização (azul – assembleia de alteração Biotita-Carbonato; vermelho – assembleia de alteração Biotita-Granada). ....	77
Figura 3.21 - Gráfico comparativo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ de pirita para diversos depósitos conhecidos e o depósito Artulândia, valores retirados de Pirajno (2009). ....	83
Figura 3.22 – Variação de valores de $\delta^{34}\text{S}$ ao longo do tempo para pirita e estimativa de valores de $\delta^{34}\text{S}$ para sulfatos de origem marinha. Em vermelho valores de $\delta^{34}\text{S}$ para depósito de Artulândia. Valores compilados de Farquhar et al. (2010). ....	84
Figura 3.23 - Diagramas de classificação para depósitos de metais base considerando seu conteúdo metálico. Retirado de Galley et al. (2007) e Hannington et al. (2005). Dados fornecidos pela Brazil Resources Inc. ....	85
Figura 4.1 – Classificação tectônica para depósitos vulcanogênicos segundo de Huston et al. (2010). ....	90
Figura 4.2 – Ciclo metalogenético Paleoproterozóico da Plataforma Sul-Americana. Em cinza período de crescimento crustal rápido compreendendo a formação de Atlantica. (Teixeira et al. (2007)). ....	91

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1 - Simplificação das unidades da figura 1.5 (Retirado de Valeriano et al., 2008)..	14
Table 2.1 – Metavolcanic rocks representative whole-rock geochemistry data.....	28
Table 2.2 - Intrusive Unit representative whole-rock geochemistry data.....	29
Table 2.3 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-04 – rhyolitic orthogneiss.....	30
Table 2.4 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-01 - metabiotite tonalite.....	31
Table 2.5 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-06 metabiotite granodiorite. ....	32
Table 2.6 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-07 sulphide-bearing metagranodiorite.....	33
Table 2.7 - Sm-Nd isotopic data for Artulândia Domain. ....	34
Tabela 3.1 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em anfibólio e cálculo de fórmula unitária com base em Locock (2014). ....	71
Tabela 3.2 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em granada e cálculo de fórmula unitária com base em dose oxigênios.....	73
Tabela 3.3 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em esfalerita.....	75
Tabela 3.4 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em galena. ....	75
Tabela 3.5 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em pirita e calcopirita. ....	76
Tabela 3.6 - Geoquímica de rocha total para amostras hidrotermalizadas da mineralização de Artulândia. ....	78
Tabela 3.7 - Resultado de análise pontual em pirita para isótopos de enxofre.....	79

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

BSE – *Back-scattered Eletrons*  
CDT – *Canon Diablo Troilite*  
CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*  
Cps - contagens por segundo  
EDS – *Energy Dispersive Spectrometry*  
ETR – Elementos Terras Raras  
GO – Goiás  
HREE – *Heavy Rare Earth Elements*  
ICP-ES – *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer*  
IG – Instituto de Geociências  
LA-IPC-MS – *Laser Ablation-Multi Colletor Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*  
LOI – *Loss on Ignition*  
LREE – *Light Rare Earth Elements*  
MORB – *Middle Ocean Ridge Basalts*  
Normal ADR – Normal Andesito, Diorito, Riolito

ORG – *Ocean Ridge Granites*  
Ppb – Partes por Bilhão  
Ppm – Partes por Milhão  
PSX – *Pirineus Syntaxys*  
REE - *Rare Earth Elements*  
SELFrag - *High Voltage Pulse Power Fragmentation*  
SHRIMP - *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*  
TIMS - *Thermal Ionisation Mass Spectrometer*  
UnB – Universidade de Brasília  
VAG – *Volcanic Arc Granites*  
VHMS – *Volcanic Hosted Massive Sulfide*  
WDS – *Wavelength Dispersive Spectrometer*  
WPG – *Within Plate Granites*  
Wt% - *Percentage by weight (Peso percentual)*

### *Minerais:*

Ag – Prata Nativa  
Amp – Anfibólio  
Bi – Bismuto Nativo  
Bt – Biotita  
Cb – Carbonato  
Ccp – Calcopirita  
Chl – Clorita  
Ep – Epidoto  
Gn – Galena  
Grt – Granada  
Hbl – Hornblenda

Kfs – Feldspato Potássico  
Ms – Muscovita  
Ox - Óxidos  
Pl – Plagioclásio  
Py – Pirita  
Qz – quartzo  
Ser – Sericita  
Sph – Esfalerita  
Tlc – Talco  
Tur – Turmalina



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação e Objetivos

A interação entre pesquisas acadêmicas e exploração mineral é fundamental para o avanço do conhecimento geológico em áreas de interesse econômico e os dois campos devem complementar-se na exploração de terrenos *greenfield* e *brownfield*. Isso permite a expansão e descoberta de novos alvos prospectivos.

Atualmente, muitas empresas que desenvolvem projetos de exploração mineral no Brasil carecem de dados geológicos básicos. Devido à extensão territorial, ao espesso manto de intemperismo que recobre terrenos pré-cambrianos e a dificuldades de acesso, muitas regiões do país não apresentam o detalhamento geológico necessário à exploração mineral.

As maiores jazidas do país encontram-se em terrenos pré-cambrianos, e por isso, métodos de caracterização como geocronologia, geoquímica, sensoriamento remoto e geofísica são importantes ferramentas para o entendimento geológico destas regiões.

Nesse sentido, o objetivo deste projeto de mestrado é a caracterização geológica, geoquímica e geocronológica do depósito polimetálico na região de Artulândia - GO, bem como de suas rochas encaixantes. Descoberto recentemente pela BRAZIL RESOURCES INC., o depósito está localizado entre as cidades de Barro Alto e Jaraguá, região que atualmente é um grande polo mineral de Goiás.

A região entre Jaraguá, Goianésia e Barro Alto é também conhecida como Sintaxe dos Pirineus ou Megainflexão dos Pirineus, estrutura que separa os segmentos norte sul da Faixa Brasília. Estudos aprofundados são inexistentes e mapas geológicos disponíveis são em escala regional. O intuito deste trabalho é apresentar novos dados geológicos, estudar a gênese do depósito recém encontrado e caracterizá-lo.

A dissertação promove avanço no conhecimento geológico e geocronológico do terreno entre o Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto e o Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu. Além disso, o estudo mostra a ocorrência de um novo tipo de depósito mineral na região, abrindo novos guias prospectivos para futuras pesquisas e exploração mineral na faixa. São dados importantes tanto pelo potencial econômico da área quanto para o entendimento da Faixa Brasília.



Este trabalho está organizado em 4 capítulos. O capítulo 1 contém a introdução ao trabalho desenvolvido, objetivos do estudo, métodos analíticos e uma revisão da geologia regional. Capítulos 2 e 3 são constituídos por dois artigos cujos os títulos são “*Rhyacian Arc And Back Arc Associated Magmatism In Central Brazil: Study Of A Paleoproterozoic Terrane In Artulândia, Brasilia Belt*”, que tem abordagem do contexto tectônico regional da área, e “Depósito Vulcanogênico Polimetálico (Zn, Pb, Cu ± (Ag-Bi)) Artulândia, Arco Magmático Paleoproterozóico Campinorte, Brasil Central.” que caracteriza o depósito. Serão submetidos à revista *Precambrian Research* e *Brazilian Journal of Geology*, respectivamente. O capítulo 4 contém a síntese, integração e a conclusão final da dissertação.

## 1.2 Localização

A área estudada tem cerca de 250 km<sup>2</sup> e fica localizada na zona rural de Artulândia, próximo às cidades de Goianésia, Jaraguá e Santa Isabel (Fig. 1.1). O acesso, a partir de Brasília, é feito pela GO-080 até a cidade de Artulândia. Na região existem estradas vicinais de acesso a fazendas que tornam o mapeamento fácil.

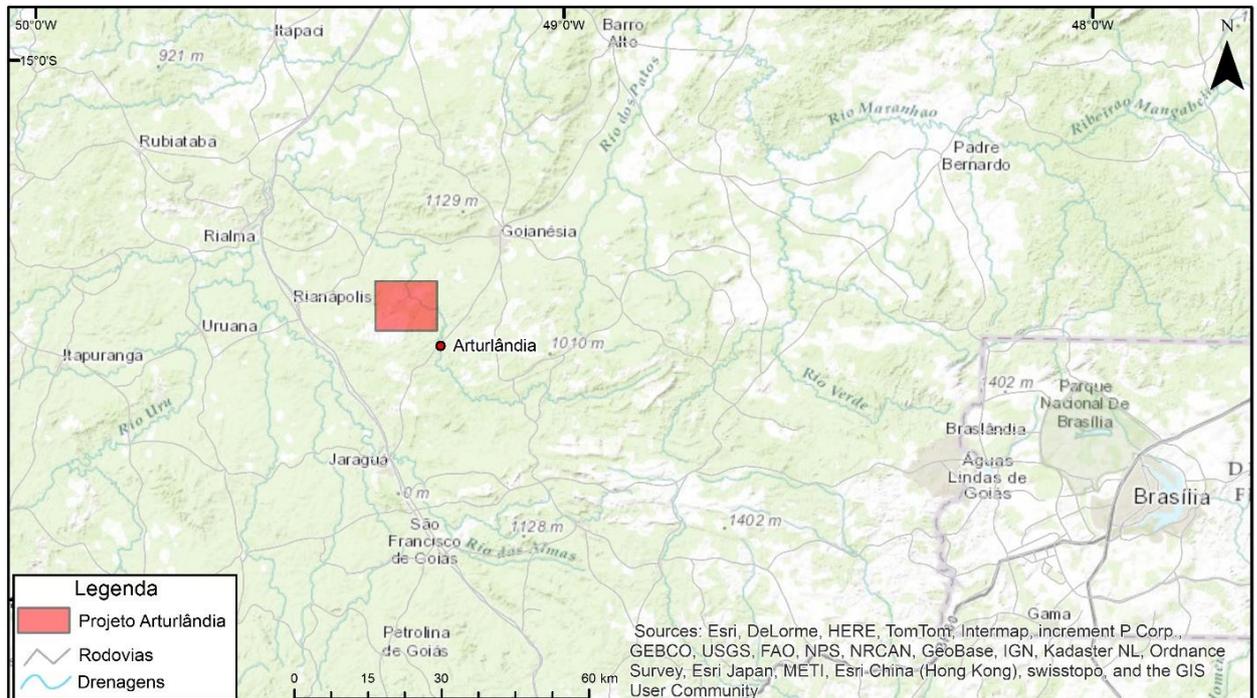


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo da presente dissertação, demarcada pelo retângulo em vermelho.



### 1.3 Métodos Analíticos

Foram realizadas quatro etapas de campo na área. A BRI auxiliou no deslocamento, na verificação de pontos chave e disponibilizou testemunhos de sondagem. Foram coletadas dezenas de amostras de afloramentos e furos, o que possibilitou a realização dos procedimentos descritos a seguir.

Foram confeccionadas cinquenta lâminas delgadas de amostras representativas das rochas encaixantes e hospedeiras da própria mineralização e oito seções polidas da mineralização para a observação de minerais não silicáticos. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do IG – UnB e as descritas utilizando microscópio óptico no Laboratório de Microscopia do IG – UnB.

Além da observação das amostras em microscópio, foram feitas análises químicas de rocha total, análises químicas de mineral em microsonda eletrônica, geocronologia U-Pb em zircão, análise de isótopos Sm-Nd em rocha total, análise de isótopos estáveis de enxofre do minério e geocronologia Ar-Ar em minerais micáceos. A seguir serão descritos os procedimentos de análise para cada método utilizado.

#### 1.3.1 Litogeoquímica

Trinta amostras de afloramento e testemunho de sondagem que mostram menos efeitos de intemperismo foram preparadas para análise geoquímica de rocha total.

As amostras foram serradas e pulverizadas em moinho vibratório, utilizando panela de vídia e ágata. A panela de vídia provoca contaminação em “Co” e “W” na ordem de dezenas a centenas de ppm. Nas tabelas dos resultados foram retirados estes valores para todas as amostras. A pulverização em panela de ágata gera contaminação de SiO<sub>2</sub>, porém, não é significativa (>1%), pois SiO<sub>2</sub> aparece sempre em grande concentração nas amostras analisadas.

Após a moagem em frações inferiores a 200 *mesh*, as amostras foram encaminhadas à AcmeLabs<sup>TM</sup> para análise laboratorial. Os elementos maiores e parte dos elementos menores são analisados por ICP-ES, já o restante dos menores e traços são analisados por ICP-MS.

No ICP-ES (*Inductively Couple Plasma – Emission Spectrometry*), as amostras são ionizadas fonte de plasma induzido em argônio. As propriedades de energia eletromagnética



emitida por cada elemento em decorrência da ionização permitem a determinação e quantificação dos mesmos em cada amostra.

Já o ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) é semelhante ao ICP-ES, porém, identifica elementos por sua massa. Após serem ionizados por uma fonte de energia, os átomos da amostra são acelerados por uma câmara que contém um magneto, este desvia as partículas de seu trajeto de acordo com sua carga e massa. Existem diferentes detectores que captam feixes de íons para cada massa. A intensidade do feixe é proporcional à quantidade do elemento na amostra.

A quantidade de carbono total e enxofre total são determinados a partir da combustão da amostra no forno LECO CS-244, que faz análises elementares. A combustão converte o carbono e o enxofre em CO<sub>2</sub> e SO<sub>2</sub> que são determinados por absorção no infravermelho.

A perda ao fogo é determinada a partir da massa da amostra perdida no aquecimento do pó a 1000°C.

### 1.3.2 Geocronologia U-Pb em zircão

O sistema isotópico U-Th-Pb é amplamente utilizado nas datações geocronológicas modernas. O decaimento de U e Th para isótopos estáveis de Pb é a base da metodologia desse tipo de datação. Os elementos U e Th apresentam características químicas e configurações eletrônicas similares. Ambos são membros da série dos actinídeos. São íons trivalentes de raio similar (U<sup>4+</sup>=1.05 Å e Th<sup>4+</sup>= 1.10 Å) (Faure & Mensing, 1986; 2000). A concentração destes elementos em silicatos é baixa (poucos ppm), estando concentrados em minerais acessórios. Zircão, apatita, titanita, monazita, allanite e torita são minerais que contém U e Th em sua estrutura.

Isótopos radioativos de U são <sup>238</sup>U, <sup>235</sup>U e <sup>234</sup>U; o principal isótopo radioativo de Th é o <sup>232</sup>Th. O isótopo mais abundante de urânio é o <sup>238</sup>U, e seu decaimento, em *branch*, gera o isótopo estável <sup>206</sup>Pb. Já o decaimento do isótopo <sup>235</sup>U tem como produto final o isótopo <sup>207</sup>Pb. O decaimento do <sup>232</sup>Th tem como produto final o isótopo <sup>208</sup>Pb.

A acumulação de isótopos radiogênicos de Pb é estabelecida por equações derivadas da lei da radioatividade. As equações são fundadas nas razões <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb e <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, sendo o isótopo <sup>204</sup>Pb o único isótopo não radiogênico (não provém do decaimento



de U ou Th), esse isótopo pode ser utilizado com monitor para estimar a quantidade de Pb inicial de um mineral em questão.

A datação de minerais contendo U e Th em sua estrutura é calculada a partir de equações de radioatividade (Fig. 1.2). Idades concordantes são obtidas através destes cálculos se o mineral em análise se comportou como um sistema químico fechado para os elementos U, Th, Pb e isótopos filhos intermediários de decaimento. Além disso, são necessários valores corretos da concentração inicial de Pb, valores corretos para constantes de decaimento, se não houver fracionamento de U e ainda se os resultados analíticos são acurados e livres de erros sistemáticos (Faure & Mensing, 2005).

$$\begin{aligned}\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \\ \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ \frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_3 t} - 1)\end{aligned}$$

Figura 1.2 - Equações de decaimento de  ${}^{238}\text{U}$ ,  ${}^{235}\text{U}$  e  ${}^{232}\text{Th}$ . (Retirado de Faure, 2005).

Urânio se comporta como um elemento móvel em estado oxidado ( $\text{UO}_2$ )<sup>2+</sup>. Durante o intemperismo não é raro que ocorra perda de U. Além disso, a emissão de partículas  $\alpha$  durante o decaimento radioativo promove danos na rede cristalina dos minerais, em especial do zircão. Esses danos geram microfaturas, que são facilmente percoladas por fluidos hidrotermais e/ou metamórficos e, conseqüentemente, pode haver perda de Pb. Por isso, idades estabelecidas a partir dos decaimentos  ${}^{235}\text{U}$ - ${}^{207}\text{Pb}$ ,  ${}^{238}\text{U}$ - ${}^{206}\text{Pb}$  e  ${}^{232}\text{Th}$ - ${}^{208}\text{Pb}$  raramente são concordantes.

Para estabelecer uma idade a partir de resultados discordantes é feita comparação com curvas de referência que relacionam as variações isotópicas com o tempo geológico. A partir de procedimentos matemáticos é possível solucionar problemas de discórdia e encontrar idades representativas para dados que se apresentam discordantes.

Quando esses métodos são aplicados em zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), são esperados resultados satisfatórios. O zircão incorpora pouco Pb inicial em sua estrutura, mas aceita grande quantidade de U e Th (1350 ppm e 550 ppm respectivamente) que substituem íons de  $\text{Zr}^{4+}$  (raio iônico de 0.87 Å). Já o  $\text{Pb}^{2+}$  é excluído da estrutura cristalina por ter um raio iônico grande e



apresentar baixa carga, sendo assim, o Pb presente em minerais de zircão é essencialmente radiogênico. Vale ressaltar que a composição dos isótopos radioativos e radiogênicos permanece invariável sob a ação destes processos químicos (White, 1998).

#### *Preparação de amostras*

Todos os dados geocronológicos U-Pb em zircão, apresentados neste trabalho, foram obtidos utilizando LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). O LA-ICP-MS consiste em um equipamento de ablação a laser, acoplado ao espectrômetro de massa.

A preparação se iniciou pela britagem e fragmentação das amostras. Para a fragmentação foi utilizado o equipamento SELFRAG (*High Voltage Pulse Power Fragmentation*). Depois foi feito o bateamento de fração do material fragmentado para obtenção dos minerais mais densos da amostra. Os minerais densos passam pela separação magnética no equipamento FRANTZ e o concentrado não magnético é observado em lupa para separação de zircão.

Com os zircões separados, é feita a montagem do *mount* e resinagem com epofix (resina). Os *mounts* são lixados e polidos para exporem uma superfície homogênea dos cristais de zircão. Logo após, são limpos com acetona e levados ao imageamento em microscópio eletrônico por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons*) ou por catodoluminescência.

Após estas etapas, os *mounts* foram introduzidos no equipamento New-Wave UP213 Nd:YAG laser ( $\lambda = 213\text{nm}$ ), equipamento de ablação a laser acoplado ao ICP-MS multi-coletor Thermo Finnigan Neptune do Laboratório de Geocronologia – UnB.

As etapas de análise seguiram os procedimentos descritos por Bühn et al. (2009). O equipamento incide um feixe de laser *in situ* com alta resolução espacial sobre o cristal de zircão, vaporizando a superfície da amostra. O material vaporizado e ionizado é transportado para dentro do espectrômetro por um gás inerte e acelerado através de uma câmara que contém um magneto até atingir o sistema coletor, que mede a intensidade do feixe elétrico correspondente a cada massa. A medição é possível porque o magneto desvia as partículas de acordo com sua massa e carga, e cada coletor registra uma massa diferente.

O laser incidente tem diâmetro de 30  $\mu\text{m}$ , frequência de 10 Hz e energia variando entre 78 e 80%. A cada quatro análises feitas na amostra, uma análise é feita no cristal de zircão padrão GJ-1 (Jackson et al., 2004).



A medição dos isótopos,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  e  $^{202}\text{Hg}$  é feita em volts ou contagens por segundo (cps). Os resultados são posteriormente dispostos em planilha do Excel, tratados e corrigidos. O resultado final são razões isotópicas cujo erro é expresso em  $1\sigma\%$ . Os dados foram trabalhados no ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2009), suplemento do Excel que permite a construção do diagrama da concórdia (Wetherill, 1956).

### 1.3.3 Geocronologia Sm-Nd em rocha total

Sm e Nd são elementos terras raras constituintes comuns das rochas.  $^{147}\text{Sm}$  é um isótopo de Sm não estável, ou seja, apresenta meia-vida ( $T_{1/2} = 1.06 \times 10^{11}$  anos). Seu decaimento resulta no isótopo  $^{143}\text{Nd}$ , emitindo uma partícula  $\alpha$ . A equação de decaimento para esse sistema é apresentada na figura 1.3.

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

**Figura 1.3 - Equação do decaimento de Samário.** Para a utilização a quantidade de  $^{143}\text{Nd}$  depende de quanto  $^{143}\text{Nd}$  a amostra já possuía na cristalização e quanto foi gerado durante o decaimento de Sm no tempo  $t$ .  $\lambda$  é a constante de decaimento. (Retirado de Faure & Mensing, 2005).

Apesar de o sistema geocronológico Sm-Nd ser comumente usado para datação, no presente trabalho serão utilizados dados de fracionamento isotópico para interpretação da gênese e evolução química das rochas analisadas com base no isótopo  $^{143}\text{Nd}$ .

Sm e Nd são ETR leves e tendem a formar íons de carga 3+. Por ter o raio iônico ligeiramente maior, o Nd é mais incompatível e se concentra na fase líquida durante a fusão parcial, enquanto Sm permanece no resíduo sólido. Por essa razão, o particionamento do Nd para a fase líquida enriquece o restito em Sm, e conseqüentemente, em isótopos radiogênicos de  $^{143}\text{Nd}$ .

Considerando que o condrito representa a composição da Terra não-diferenciada (CHUR – *Chondritic Unifrom Reservoir*), a fusão parcial de rochas condriticas gera um líquido félsico pobre em Sm e um restito máfico rico em Sm. Assim, o restito máfico se enriquece em  $^{143}\text{Nd}$ .

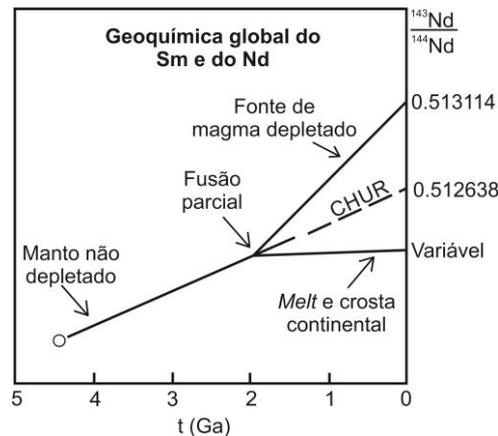
Por meio do fracionamento isotópico de Sm-Nd é possível distinguir rochas originárias da crosta continental de rochas originárias do manto. A crosta continental foi formada por diferentes processos de geração de magmas félsicos progressivamente empobrecidos em Sm e conseqüentemente em  $^{143}\text{Nd}$ , em relação ao manto depletado, que representaria o restito da



fusão. O manto que não foi submetido a processos de fusão parcial não é depletado e representa a composição da Terra primordial, o CHUR (Fig. 1.4) (Faure & Mensing, 2005).

### *Preparação de amostras*

As amostras pulverizadas em fração inferior a 200 *mesh* foram encaminhadas ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília para a análise isotópica.



**Figura 1.4 - Evolução Isotópica de ND na crosta continental e no manto depletado. Assume-se que o manto primordial tem a mesma razão Sm/Nd do CHUR. (Modificado de Faure, 2005).**

As etapas que se seguem visam à separação dos íons de Sm e Nd da amostra de rocha. É feita a dissolução do pó em ácidos fortes, como HNO<sub>3</sub>, HF e HCl. Após o ataque ácido, são feitas duas colunas de separação cromatográfica, uma para concentração dos elementos terras raras e a segunda para obtenção do Sm e do Nd da amostra. Esses processos são feitos pelo Laboratório de Geocronologia.

A análise laboratorial de Sm-Nd é feita por metodologia TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) seguindo o método de Gioia & Pimentel (2000). Após as etapas descritas anteriormente, as amostras são introduzidas no TRITON™ Plus Multicolletor, um espectrômetro de massa de ionização por fonte térmica. A termo-ionização é feita por um filamento metálico que ao ser submetido a uma corrente elétrica, aumenta sua temperatura a ponto de ionizar o material depositado sobre ele.

Os íons são carregados através de uma câmara por um gás inerte (He) e acelerados por um magneto capaz também de desviar as partículas de sua trajetória. O desvio das partículas é diretamente proporcional à sua carga e inversamente proporcional à sua massa. O detector registra a intensidade do feixe de íons para cada massa e o resultado expressa as concentrações



de Sm e Nd em ppm e as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Esses dados foram tratados em planilhas do Excel com auxílio do ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2009).

#### *1.3.4 Química Mineral – Análise em Microsonda Eletrônica (MSE)*

Análise em microsonda eletrônica é realizada em escala mineral e expressa a composição química em microescala. Para tal procedimento foram utilizadas lâminas polidas e seções polidas, ambas metalizadas com uma camada fina de carbono (250 Å). A metalização é aplicada por evaporação em alto-vácuo é necessária para evitar o fenômeno de “carga elétrica”.

As amostras, já metalizadas, são inseridas na microsonda em uma câmara a vácuo. Em seguida são bombardeadas por um feixe de elétrons que produz raios X, elétrons retroespalhados, elétrons transmitidos, elétrons secundários, elétrons Auger, catodolumescência e calor.

Para a análise da composição dos minerais é utilizada a intensidade de raios X emitidos pelo mineral. Essa quantidade é comparada com intensidades de minerais padrões (de composição conhecida) e expressa em porcentagem peso de óxidos. Esse processo é chamado de Dispersão por Comprimento de Onda (WDS), que fornece análises quantitativas. Ainda é possível realizar o EDS ou Dispersão por Energia que fornece análises qualitativas e semi-quantitativas.

Para este trabalho foram analisados minerais não silicáticos, esfalerita, galena, pirita, calcopirita, óxidos, carbonatos e ainda anfibólios, granadas e cloritas pelo sistema WDS. A operação foi feita em Microsonda Eletrônica modelo JEOL JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. As análises pontuais em WDS – Dispersão por Comprimento de Onda – foram feitas operando com 20 Kv, 20 nA e tempo de contagem de 10s.

Ainda foi feita uma avaliação qualitativa por EDS – Dispersão por Energia em minerais não citados anteriormente.

#### *1.3.5 Geoquímica de isótopos estáveis de Enxofre*

O enxofre tem quatro isótopos estáveis e um isótopo radioativo. Os estáveis são, por ordem de abundância,  $\text{S}^{32}$  (94,93%),  $\text{S}^{34}$  (4,29%),  $\text{S}^{33}$  (0,76%) e  $\text{S}^{36}$  (0,02%) e o isótopo radioativo é o  $\text{S}^{35}$ , com meia-vida de 88 dias.



A razão isotópica mais frequentemente usada é  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ , representada por  $\delta^{34}\text{S}$  permil (‰), segundo a equação:

$$\delta^{34}\text{S} = \frac{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} (\text{amostra}) - {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} (\text{padrão})}{{}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} (\text{padrão})} \times 1000$$

O padrão utilizado é o ferro meteorito *Canyon Diablo Troilite* (CDT). Por ter abundância limitada, foi desenvolvido padrão sintético, o Vienna-CDT (V-CDT), atualmente utilizado nas análises isotópicas de S (Pirajno, 2009; Hoefs 2009).

Os três reservatórios padrões para enxofre conhecidos são (1) o manto, com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  próximos a 0‰; (2) água do mar, com valores  $\delta^{34}\text{S}$  próximos a +20‰ (atualmente); e (3) sedimentar, com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  muito negativos (Hoefs 2009; Pirajno, 2009).

Os principais mecanismos de fracionamento isotópico do enxofre nos sistemas apresentados são: (1) processos ígneos, ocorre o fracionamento do  $^{34}\text{S}$  entre o magma e os sulfetos precipitados; (2) redução/oxidação por processos bacterianos de sulfatos em sulfetos e vice-versa; (3) redução termoquímica de sulfatos e (4) deposição de evaporitos. Em geral, a ação biológica é a maior responsável pelo fracionamento do enxofre desde de o fanerozóico (cerca de 80%) (Pirajno 2009).

#### *Preparação de amostras*

Para a análise de isótopos estáveis de enxofre, foram separadas oito amostras representativas de sulfetos da zona hidrotermal do depósito. As amostras foram serradas e britadas.

Destas amostras, sulfetos foram separados manualmente para a análise. Os sulfetos separados foram pirita e esfalerita, porém, devido a morfologia dos minerais de esfalerita não foi possível a análise. Com os minerais desagregados da amostra, são confeccionadas seções polidas de cada mineral. Em seguida as seções foram encaminhadas ao Laboratório de Geocronologia, onde são analisadas em LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). O tamanho do feixe de laser utilizado na medição é de 65  $\mu\text{m}$ , com energia de 38 %, equivalente a 0,98  $\text{J}/\text{cm}^2$  e frequência de 9 Hz.

As etapas de análise seguiram os procedimentos descritos por Bühn et al. (2009). O equipamento incide um feixe de laser *in situ* com alta resolução espacial sobre o cristal mineral, vaporizando a superfície da amostra. O material vaporizado e ionizado é transportado para



dentro do espectrômetro por um gás inerte, acelerado através de uma câmara que contém um magneto até atingir o sistema coletor, que mede a intensidade do feixe elétrico correspondente a cada massa medida. O resultado obtido são as razões  $\delta^{34}\text{S} \text{‰ V-CDT}$ .



## 1.4 Geologia Regional

A área do projeto está inserida na Província Tocantins, região central do Brasil que é composta por três faixas móveis Neoproterozóicas pertencentes a Província Tocantins: Araguaia, Paraguai e Brasília (Almeida et al., 1981).

A Faixa Brasília é o maior domínio geotectônico da Província Tocantins e onde se situa a área do projeto. Seu limite leste é definido pelo Cráton São Francisco e seu limite oeste pelas demais faixas (Fuck et al., 2005). Ela é compartimentada em dois segmentos: Faixa Setentrional e Faixa Meridional (Fuck & Marini, 1979), de modo que a Megainflexão dos Pirineus os separa, registrando a superposição de estruturas do segmento setentrional em relação ao segmento meridional (Araújo Filho, 1999; 2000).

Segundo Valeriano et al. (2008), em abordagem recente, a Faixa Brasília pode ser dividida em i) Zona de Antepaís do Paleocontinente São Francisco; ii) Zona Alóctone Externa, iii) Zona Alóctone Interna; iv) Maciço de Goiás (Terreno Exótico) e v) Arco Magmático de Goiás. O projeto se enquadra na Porção Meridional da Faixa no domínio da Zona Alóctone Interna (Fig. 1.5).

O **Maciço de Goiás** é, provavelmente, um microcontinente composto por rochas Arqueanas/Proterozóicas (3,0 a 0,8 Ga). Em sua porção sudoeste, se encontram terrenos neoarqueanos do tipo granito-*greenstone* e à nordeste há três complexos máfico-ultramáficos diferenciados e alongados na forma de “lentes tectônicas”. São eles, Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava. Estes complexos são tectonicamente sobrepostos pelas sequências vulcanossedimentares de Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis (Valeriano et al., 2008) (Fig. 1.5).

Pertencentes ao maciço, são encontradas ainda rochas da Sequência Campinorte, sequência vulcanossedimentar Paleoproterozóica e rochas plutônicas da suíte Pau de Mel, intrusivas na sequência (Della Giustina et al. 2009; Cordeiro et al., 2014). Rochas metassedimentares Mesoproterozóicas/Paleoproterozóicas, atribuídas ao Grupo Serra da Mesa (Pimentel et al., 2011), recobrem a Sequência Campinorte, a suíte Pau de Mel e demais unidades do maciço. A leste do domínio do Maciço de Goiás é observada zona de cisalhamento NNE Rio Maranhão (Soares et al., 2006), marcada por descontinuidade sísmica e gravimétrica de escala crustal (Soares et al., 2006), é interpretada como limite deste domínio.

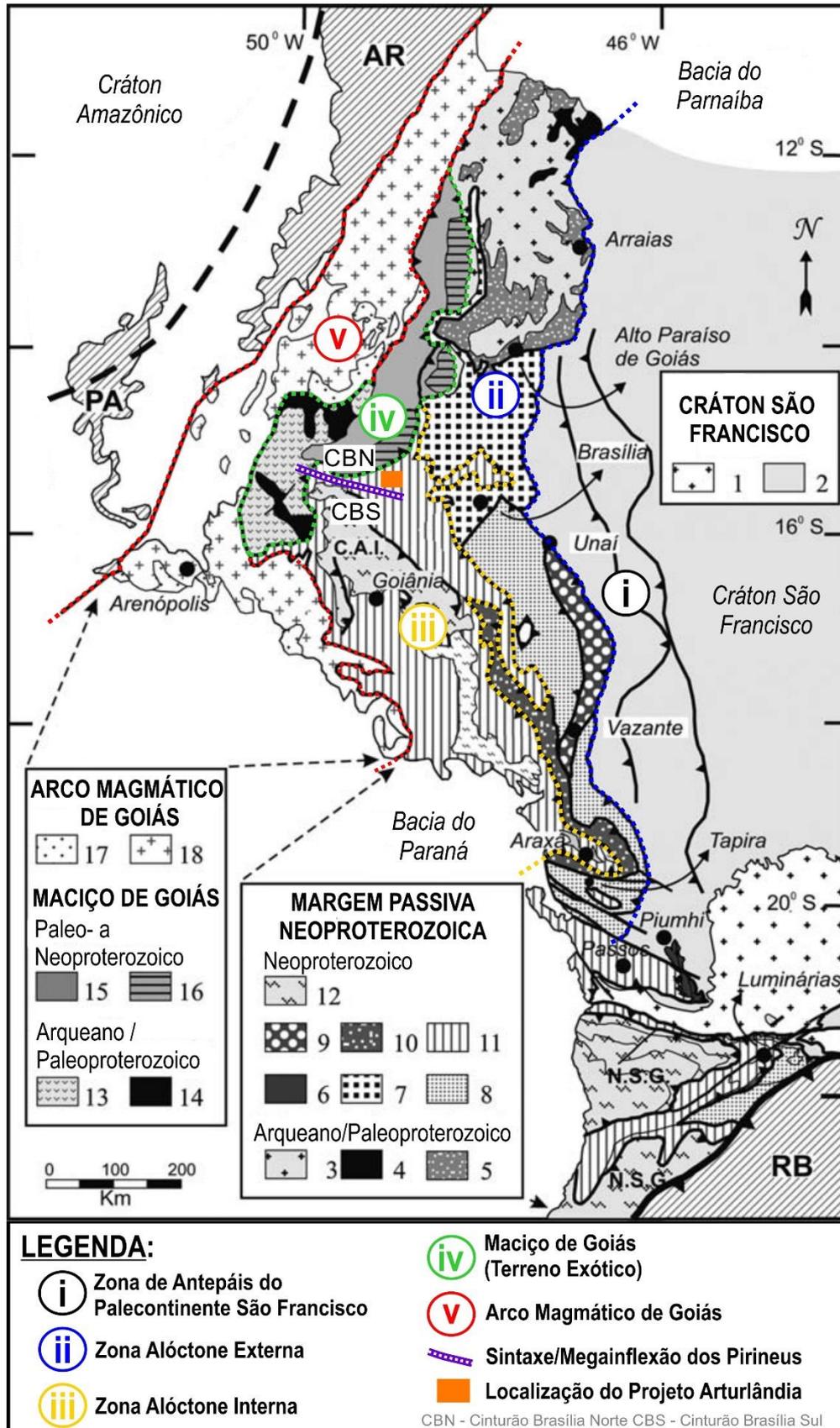


Figura 1.5 - Mapa Tectônico simplificado da Faixa Brasília. Adaptado de Valeriano et al., 2008. Maiores informações sobre legenda vide tabela 1.1.



Tabela 1.1 - Simplificação das unidades da figura 1.5 (Retirado de Valeriano et al., 2008).

NUM.	UNIDADE TECTÔNICA
1	Terreno granito- <i>greenstone</i> e gnaiss-migmatítico Arqueano/Paleoproterozóico.
2	Cobertura metassedimentar autóctone/para-autóctone (Grupos S. João Del Rei, Carandaí, Andrelândia e Bambuí).
3	Associação granito- <i>greenstone</i> e gnaiss-migmatítico Arqueano/Paleoproterozóico.
4	<i>Greenstone belts</i> Arqueanos/Paleoproterozóicos.
5	Sucessões do tipo-Rifte Paleo- a Mesoproterozóicas (Grupos Araí e Natividade).
6	Sistema de empurrão Ilicínea-Piumhi.
7	Grupo Paranoá.
8	Unidades quartzito-filito (Grupos Canastra e Andrelândia) e ocasionais lascas do embasamento.
9	Grupo Vazante.
10	Grupo Ibiá.
11	Grupos Araxá e Andrelândia, e rochas máficas toleíticas, complexos de melanges ofiolíticas, “lascas” do embasamento e leucogranitos sin-colisionais associados.
12	Nappes granulíticos (C.A.I. = Complexo Anápolis-Itaçu; N.S.G. = Nappe Socorro-Guaxupé).
13	Complexos granito-gnaiss-migmatíticos Arqueanos/Paleoproterozóicos.
14	<i>Greenstone belts</i> Arqueanos/Paleoproterozóicos.
15	Sucessões vulcanossedimentares Mesoproterozóicas (Juscelândia, Palmeirópolis e Serra da Mesa).
16	Complexos Máfico-ultramáficos acamadados Meso- a Neoproterozóicos (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava).
17	Rochas supracrustais (metavulcânica/sedimentar) neoproterozóicas.
18	Ortognaisses e granitóides Neoproterozóicos.

A **Sequência Vulcanossedimentar Campinorte** (Della Giustina et al., 2009) é uma unidade Paleoproterozóica do Maciço de Goiás, intrudida por granitos e tonalitos da **Suíte Pau-de-Mel**. O domínio Campinorte, composto pela Sequência Campinorte e pela Suíte Pau-de-Mel, está limitado a sul pelo Complexo Hidrolina e a oeste pela Falha Rio dos Bois, que o separa do Arco Magmático de Goiás.

A sequência inclui quartzitos, muscovita xistos, xistos carbonosos e rochas metassedimentares químicas (gondito e metachert). Rochas vulcânicas (meta-tufo riolítico) são escassas e ocorrem como lentes intercaladas à sequência metassedimentar (Della Giustina et al., 2008). A suíte plutônica é constituída por metatonalitos, metagranodioritos e metagranitos em corpos alongados na direção N-S. O contato entre a suíte e a sequência é delimitado por zonas de cisalhamento e não há descrição de xenólitos das rochas supracrustais nos corpos graníticos (Oliveira et al., 2006; Della Giustina et al., 2008).



Datação U-Pb em zircão detrítico em rocha metassedimentar da Sequência Campinorte fornece idade de  $2186 \pm 8$  Ma como média para a rocha fonte do sedimento (Della Giustina et al., 2008). Para rocha metavulcânica da sequência foi obtido diagrama concórdia com idade de  $2179 \pm 4$  Ma, interpretada como idade de cristalização (Della Giustina et al., 2008). A Suíte Pau de Mel tem diversas datações U-Pb (Della Giustina et al., 2008; Cordeiro et al., 2014) que variam entre 2.15 – 2.18 Ga. Análises isotópicas em rochas tanto da sequência quanto da suíte resultam em idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) entre 2,68 e 2,07 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  essencialmente positivos (-2.1 à +3.4) (Della Giustina et al., 2008), o que indica, portanto, caráter juvenil de curta residência crustal para a Sequência Campinorte e metagraníticas associadas.

Para Cordeiro et al. (2014) esta unidade geológica é um arco magmático Paleoproterozóico pertencente à paleoplaca do continente São Francisco. Este conceito coloca em dúvida a caracterização da zona de cisalhamento Rio Maranhão como uma estrutura transcrustal que representaria a sutura do Maciço de Goiás com o cráton São Francisco.

**Complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava** se encontram no limite leste do Maciço de Goiás (Ferreira Filho et al., 2010). Os complexos consistem em intrusões acamadadas de grande escala que representam múltiplos corpos com sistemas magmáticos distintos. São divididos essencialmente em zonas máfico-ultramáficas espessas (Complexo Serra dos Borges e Serra da Malacacheta), um extensivo vulcanismo bimodal (Sequência Palmeirópolis, Juscelândia e Indaianópolis) e três intrusões acamadadas (Complexos Niquelândia, Barro Alto e Canabrava) (Ferreira Filho et al., 2010). O metamorfismo é crescente de oeste para leste nos complexos e varia da fácies anfíbolito a granulito. Porções isoladas das séries inferiores das intrusões acamadadas apresentam condições metamórficas de temperatura ultra-alta ( $>900^{\circ}\text{C}$ ) (Ferreira Filho et al., 1998; 2010).

Análises isotópicas U-Pb revelam que as zonas máfica-ultramáficas espessas e as sequências vulcanossedimentares representam evento magmático de 1.25 Ga. Estas rochas possuem valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos, caracterizando magmatismo juvenil e geoquímica compatível com MORBs (*Middle Ocean Ridge Basalts*), sugerindo a existência de uma bacia oceânica (Morais et al., 2006; Ferreira Filho et al., 2010). As intrusões acamadadas apresentam idade U-Pb de 0.79 Ga com  $\epsilon_{Nd}$  negativo e evidência de contaminação crustal (Ferreira Filho et al., 2010). O metamorfismo nos complexos máficos-ultramáficos é datado por volta de 760 Ma (Pimentel et al., 2006). Posteriormente, estes complexos foram exumados até níveis crustais rasos por meio do sistema de Falhas do Rio Maranhão (Pimentel et al., 2004).



A **Zona Alóctone Interna** da Faixa Brasília envolve sistemas de nappes com vergência geral para leste que cavalgam o cinturão de dobras e empurrões da zona interna. São rochas metassedimentares que pertencem às unidades Neoproterozóicas dos grupos Araxá e Andrelândia (Pimentel et al. 2011), e nappes granulíticas do Complexo Anápolis-Itauçu e de Socorro-Guaxupé (Valeriano et al., 2008; Piuzana et al. 2003b) (Fig. 1.5). Ainda neste domínio são comuns janelas ou “lascas” de embasamento Paleoproterozóico, compostas por metagranitos e sequências metavulcanossedimentares subordinadas (Fischel et al., 2001; Thomé Filho, 1994).

O **Grupo Araxá** é, predominantemente, composto por quartzitos micáceos e micaxistos, incluindo calci-xistos, estaurólita xistos e xistos feldspáticos, incluindo subordinadas intercalações de paragneisses e mármore. O “empilhamento” estratigráfico é difícil devido à deformação intensa com desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. São comuns rochas vulcânicas em associação com metassedimentos do Grupo Araxá, incluindo anfibólitos, meta-andesitos e riolitos (Pimentel et al., 2011; Piuzana et al., 2003a). A idade mínima de deposição do Grupo Araxá é determinada por geocronologia U-Pb em zircão detrítico em 0.79 Ga (Piuzana et al., 2003a). São bons marcadores também, corpos graníticos peraluminosos intrusivos no grupo datados entre 720 e 640 Ma (Pimentel et al., 2011). Outra característica importante do Grupo Araxá é a associação com grande número de pequenas lentes de serpentinitos, anfibólitos e talco-xistos, com depósitos locais de cromita podiforme, representando uma melange ofiolítica (Strieder e Nilson, 1992).

Na região sudoeste da zona interna, imbricadas tectonicamente no Grupo Araxá, ocorrem rochas de alto grau metamórfico em corpos alongados, denominadas de **Complexo Anápolis-Itauçu**. O complexo é dividido em ortogranulitos facies gabro, intrusões piroxeníticas, corpos tonalíticos a granodioríticos e paraganulitos representados por granada-silimanita paragneisses aluminosos associados a formações ferríferas bandadas, silimanita-granada quartzitos e grossulária-escapolita-diopsídio mármore (Piuzana et al., 2003b). Assume-se que estas rochas são derivadas de fusão parcial de sedimentos pelíticos e grauvacas. Datações U-Pb indicam que o metamorfismo de alto grau constatado nas rochas do Complexo Anápolis-Itauçu ocorreu por volta de 650 Ma e seu protólito tem idade também Neoproterozóica (760 Ma). O complexo é o núcleo de um complexo metamórfico no eixo central da Faixa Brasília (Piuzana et al., 2003b) e não deve representar o embasamento da mesma.

Rochas de embasamento da Faixa da Brasília são incomuns na zona interna, porém, a **Sequência Silvânia e o Granito Jurubatuba** são exemplos Paleoproterozóicos estudados e conhecidos (Fischel et al., 2001). São limitados pelo Complexo Anápolis-Itauçu e Grupo Araxá



na região norte da zona interna. A Sequência Silvânia é uma sequência metavulcanossedimentar dividida em duas unidades: (i) metavulcânica com rochas máficas e félsicas de assinatura toleítica a calci-alcalina e (ii) metassedimentar com quartzitos e micaxistos. O Granito Jurubatuba está em contato tectônico com a Sequência Silvânia. É um corpo homogêneo composto essencialmente por biotita-granito. A presença de xenólitos de rochas máficas e metassedimentares é comum, indicando que o Granito é intrusivo na Sequência Silvânia. As rochas das duas unidades representam um evento Paleoproterozóico de geração crustal. Ambas apresentam  $\epsilon_{Nd}$  positivo (+0.22 à +3.15) e idade U-Pb SHRIMP de  $2.115 \pm 23$  Ma (rocha metavulcânica ácida da Sequência Silvânia) e  $2.089 \pm 14$  Ma (Granito Jurubatuba). Sequência Silvânia e Granito Jurubatuba são considerados formados por evento magmático juvenil em contexto tectônico de arco magmático, denominado Arco Magmático Silvânia (Fischel et al., 2001).

#### *1.4.1 Contexto Tectônico Local*

O domínio tectônico no qual se encontra o depósito é chamado de Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999, 2000) (Fig. 1.5). Essa região representa a intersecção entre dois cinturões dobrados não-paralelos e de diferentes idades e estilos formados durante a Orogenia Brasileira. A Sintaxe separa a faixa em Cinturão Brasília Norte, o mais novo e estreito, e Cinturão Brasília Sul, o mais velho e mais completo (Araújo Filho, 1999). A área de interesse se encontra no Cinturão Brasília Norte, adjacente à Megainflexão dos Pirineus (Fig. 2).

Na região deste projeto, cinturão Brasília Norte, são encontradas rochas da sequência vulcanossedimentar Rio do Peixe, de idade incerta, sequências metassedimentares do Grupo Araxá, de idade Neoproterozóica (Araújo Filho, 2000; Thomé Filho, 1994; Piuzana et al., 2003a) e corpos intrusivos também de idade indefinida (Araújo Filho, 1999, 2000), alvo de estudo deste trabalho.

A **Sequência Rio do Peixe** é uma sequência vulcanossedimentar Paleo/Mesoproterozóica (?) (Araújo Filho, 1999, 2000; Thomé Filho, 1994). Apresenta uma unidade inferior de rochas vulcânicas máficas/ultramáficas, rochas calcissilicáticas e metacherts e uma unidade superior de rochas sedimentares terrígenas e félsicas vulcanoclásticas (Nascimento, 1985 apud Moreira et al., 2008). A facies metamórfica predominante é anfíbolito baixo. Na unidade inferior, foram constatadas mineralizações auríferas e indícios geoquímicos para mineralizações de Cu, Zn, Pb e Ag (Moreira et al., 2008). Esta unidade carece de dados geoquímicos e geocronológicos, o que dificulta a definição do seu contexto tectônico e período de formação. Porém, devido às



relações de campo e estratigrafia já descritas para a Sequência Rio do Peixe, pode se assumir que esta unidade é basal ao Grupo Araxá e intrudida por diversos corpos graníticos peraluminosos (Granito Artulândia) com depósito primário de cassiterita (Thomé Filho, 1994).

#### 1.4.2 Evolução Tectônica da Faixa Brasília

Resultado da aglutinação dos Crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema (encoberto pela Bacia do Paraná) no final do Neoproterozóico, a Faixa de dobramentos Brasília é parte do processo de convergência de escala global que culminou na formação do supercontinente Gondwana (520 Ma) (Dardenne, 2000; Valeriano et al., 2008).

A história evolutiva da faixa inicia com a “quebra” de Rodínia (1.0 Ga) gerando o oceano Goianides. A abertura de um oceano acompanha a dispersão de massas continentais, nas quais se desenvolvem depósitos sedimentares de margem passiva. Na faixa Brasília, esses depósitos são representados pelos grupos Paranoá, Vazante e Canastra (Pimentel et al., 2011). A sedimentação destas unidades ocorreu às margens do paleocontinente São Francisco.

Contemporâneo à dispersão de massas continentais formadas na quebra de Rodínia, ocorrem as primeiras manifestações do Arco Magmático de Goiás, desenvolvido pela aproximação dos crátons Amazônico e do São Francisco, por volta de 900 Ma (Pimentel et al., 1999). A progressão da convergência, o soerguimento e erosão do arco geram bacias adjacentes, registradas na Faixa Brasília como os Grupos Serra da Mesa, Araxá e Ibiá (Pimentel et al., 2011).

Por volta de 760 Ma, o arco magmático é acrescido à margem oeste do Craton do São Francisco, estágio marcado por magmatismo peraluminoso colisional (Pimentel et al., 1999). Simultaneamente, inicia-se a deposição do Grupo Bambuí em um ambiente *foreland* sobre a margem ocidental do Crátom do São Francisco (Dardenne, 2000).

O fechamento completo do oceano ocorreu entre 640-570 Ma, responsável pelo pico metamórfico da faixa, impresso no Complexo Anápolis-Itaçu, gerando *nappes* nas bacias marginais de arco (Valeriano et al., 2008; Dardenne, 2000).



## **2. RHYACIAN ARC AND BACK ARC ASSOCIATED MAGMATISM IN CENTRAL BRAZIL: STUDY OF A PALEOPROTEROZOIC TERRANE IN ARTULÂNDIA, BRASÍLIA BELT.**

### **2.1 Introduction**

Paleoproterozoic rocks in Brasília Belt are the basement of Meso-Neoproterozoic metasedimentary rocks that form the thrust and fold belt. These rocks are chronologically correlated to Paleoproterozoic orogens in Congo, West African Cratons and other parts of the world (Brito Neves & Fuck, 2014; Fuck et al., 2014; Brito Neves, 2011; Zhao et al., 2002).

In Brasília Belt, Paleoproterozoic rocks are divided in two different tectonic domains: Goiás Massif and Cavalcante-Conceição do Tocantins separated by Rio Maranhão Fault (Fuck et al., 2014; Soares et al., 2006; Valeriano et al., 2008; Cordeiro 2014). These rocks represent a large episode of crustal growth, with multiple accretionary phases during Rhyacian (Fuck et al., 2014; Brito Neves, 2011; Sato & Siga 2002). The two domains were agglutinated in the Neoproterozoic, during Brasiliano Orogeny, and compose Brasília Belt basement (Fuck et al., 1994; 2005). Cordeiro (2014) suggests both domains were already attached during Neoproterozoic and represent the São Francisco Craton margin, reworked during Rhyacian (Cordeiro et al. 2014).

A recently characterized Paleoproterozoic terrane, described in this paper, crops out in central-west Brasília Belt, north of Pirineus Syntaxis, in Central Brazil (Araújo Filho, 1999; 2000). It consists of a metavolcano-sedimentary sequence and associated intrusive unit, called here Artulândia Domain. Its lithological association, geochemistry, geochronology and isotopic data are very similar to other Paleoproterozoic domains previously described in Brasília Belt (Della Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014; Fischel et al., 2001).

In this paper, we present geological, geochemical and petrological characteristics of this new domain and whole-rock chemistry of several rocks in Artulândia Domain. In addition, new in situ zircon U-Pb LA-ICP-MS and Sm-Nd isotopic data are presented for the volcanic and plutonic rocks, in order to better understand the tectonic setting of the studied area. Our purpose in this study is to contribute to the knowledge of Paleoproterozoic evolution in Brasília Belt basement and its tectonic divisions.



## 2.2 Geological Setting

Brasília Belt, where the area of study is located, is a Neoproterozoic orogen developed during the collision of São Francisco and Amazonian Cratons. According to Valeriano et al. (2008), five sectors are recognized within the belt (Fig. 2.1): (i) a **Foreland Zone** (São Francisco Craton), where sedimentary rocks crop out as sub-horizontal layers with low metamorphism; (ii) the **Allochthonous External Zone** consists of rift and passive margin metasedimentary sequences deposited over Cavalcante-Natividade crustal block; (iii) the **Allochthonous Internal Zone** comprises metasedimentary rocks (syn-orogenic basin), ophiolitic mélange, granulitic complex and basement slivers (fig. 2.1); (iv) **Goiás Massif** (exotic terrane) is a micro continent accreted to São Francisco margin during Brasiliano Orogeny (fig. 2.1) (3.0 to 0.8 Ga) and (v) **Goiás Magmatic Arc**, composed of Neoproterozoic juvenile volcanic and plutonic rocks (Valeriano et al., 2008; Fuck, 1994; Fuck et al., 2005; Pimentel et al., 2000; 2011).

Artulândia domain is a basement sliver cropping out within the Allochthonous Internal Zone, north of Pirineus Syntaxis - PSX (Araújo Filho, 1999) (Fig. 2.1). The Pirineus Syntaxis is a concave structure, which concavity faces east, reflecting terrane accretion to the irregular western margin of São Francisco craton. It divides Brasília Belt in two segments: the younger and narrower Northern Domain and the older Southern Domain (Araújo Filho, 1999; 2000).

Rocks that crop out in PSX include metasedimentary sequences of Canastra (~900 Ma) and Araxá (~ 650 Ma) groups (Pimentel et al., 2011), the Anapólis-Itauçu complex (~ 650 Ma) (Piuzana et al., 2003) and Rio do Peixe volcano-sedimentary sequence. Intrusive rock suites occur essentially in the Northern Domain. Most contacts between these rocks are shear zones. Transposition during deformation has destroyed internal continuity of most of these units (Araújo Filho, 1999; 2000). No geochemical and geochronological data were available for Rio do Peixe sequence and intrusive rock suites in PSX so far.

Metasedimentary rocks of Araxá group on east and west limit exposures of Artulândia domain and by the Rio do Peixe sequence on the south. On north, Rio Maranhão fault separates Artulândia from the Mafic-Ultramafic Barro-Alto Complex (Fig. 2.1). Barro Alto complex consists of a mafic-ultramafic layered intrusion of U-Pb zircon age around 790 Ma and a bimodal rift like volcano-sedimentary sequence (Juscelândia Sequence) with U-Pb age around 1.25 Ga (Ferreira Filho et al., 2010).

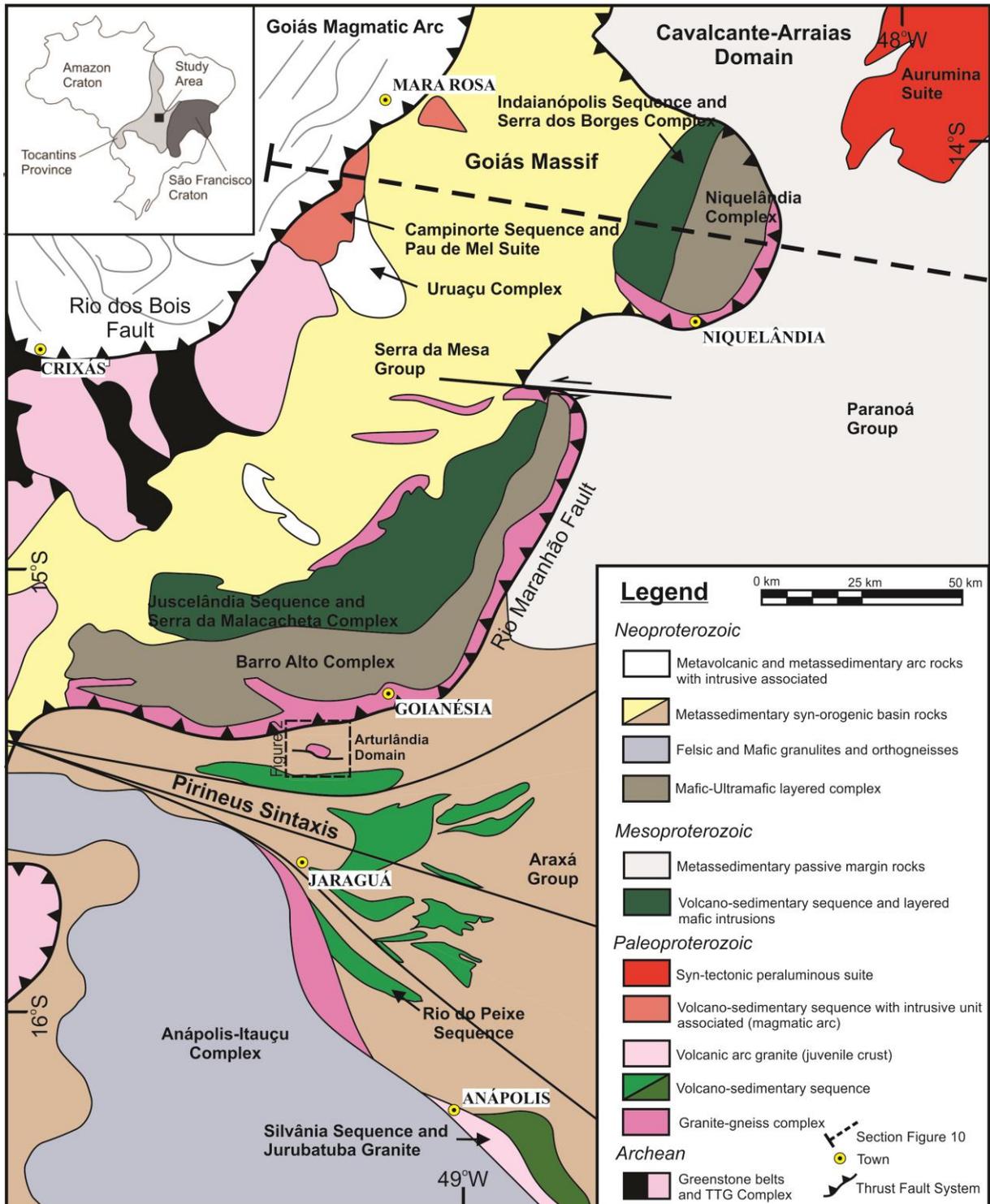


Figure 2.1 - Geological schematic map of the northwestern part of the Brasília Belt. (Modified after Valeriano et al. 2008; Cordeiro et al. 2014; Araújo Filho 1999; Ferreira Filho et al. 2010; Fuck 1994).

Still in the Allochthonous Internal Zone, southeast of Artulândia domain, crops out another Paleoproterozoic basement slice: the Silvânia metavolcano-sedimentary sequence and the Jurubatuba Granite, correlate intrusive unit (Fischel et al., 2001) (Fig. 2.1). Nd isotopic data from the Jurubatuba Granite show  $T_{DM}$  model ages between 2.30 and 2.42 Ga and  $\epsilon_{Nd(t)}$  values between  $-0.22$   $-0.58$ . U-Pb SHRIMP in zircon indicates  $2089 \pm 14$  Ma. In the sequence,



metavolcanic rock (metadacite) presents U-Pb SHRIMP zircon age of  $2115 \pm 23$  Ma. These rocks are the first evidence of a 2.14-2.08 Ga juvenile magmatic event, called Silvânia Magmatic Arc (Fischel et al., 2001).

West of Rio Maranhão fault, within Goiás Massif, crops out the Campinorte sequence and associated Pau de Mel intrusive rocks (Della Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014) (fig. 2.1). In the sequence, a rhyolitic metatuff yielded an age of  $2179 \pm 4$  Ma (U-Pb in zircon), and an age of  $2186 \pm 8$  Ma represents the average age of detrital zircon grains from a micaceous quartzite (Della Giustina et al., 2009). For the Pau de Mel Suite, there are four representative U-Pb zircon ages of  $2173 \pm 10$  Ma,  $2169 \pm 8$  Ma,  $2163 \pm 1$  Ma and  $2158 \pm 8$  Ma obtained in metatonalites and metagranodiorites (Della Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014). This suite is divided in three volcanic arc magmatic series. Nd isotopic data show  $T_{DM}$  model ages between 2.26 and 2.35 Ga and  $\epsilon_{Nd(T)}$  values vary between +0.7 to +2.1 (Della Giustina et al., 2009).

In Campinorte Arc, type 1 rocks are composed of metagranodiorites with major oxides varying around 70% SiO<sub>2</sub>, 4.5% Na<sub>2</sub>O, 3% CaO and 2% K<sub>2</sub>O related to initial stages of the arc evolution; Type 2 are metarhyolites and metadacites with SiO<sub>2</sub> contents varying between 67% and 74%, K<sub>2</sub>O from 2.5% to 3.5%, Na<sub>2</sub>O from 3% to 4.5% and CaO 1% to 3.5%. Type 2 rocks are part of the volcano-sedimentary sequence, and; Type 3 varies from metatonalites to metagranodiorites with 59% to 69% SiO<sub>2</sub>, 4–5% Na<sub>2</sub>O, 2–6% CaO and 1–2.5% K<sub>2</sub>O. Type 3 rocks are also related to initial stages of the arc evolution (Cordeiro et al., 2014).

### 2.3 Artulândia Domain

Artulândia Domain is an allochthonous slice of basement in the midst of Neoproterozoic metasedimentary rocks of Araxá Group. This domain is a metavolcano-sedimentary sequence associated to plutonic rocks (fig. 2.2).

#### 2.3.1 *Metavolcano-sedimentary Sequence*

Acid metavolcanic rocks with subordinate mafic and metasedimentary rocks (fig. 2.2) dominate the metavolcano-sedimentary sequence. Preserved outcrops are rare and volcanic structures are not observed. Primary structures are obliterated by deformation imprinted on these rocks. The stratigraphic sequence is hardly defined as rocks are now disrupted and



juxtaposed by shear zones that took place during Brasiliano Orogeny. All rocks of the sequence present a weak (in volcanic rocks) to strong (in metasedimentary rocks) mylonitic foliation.

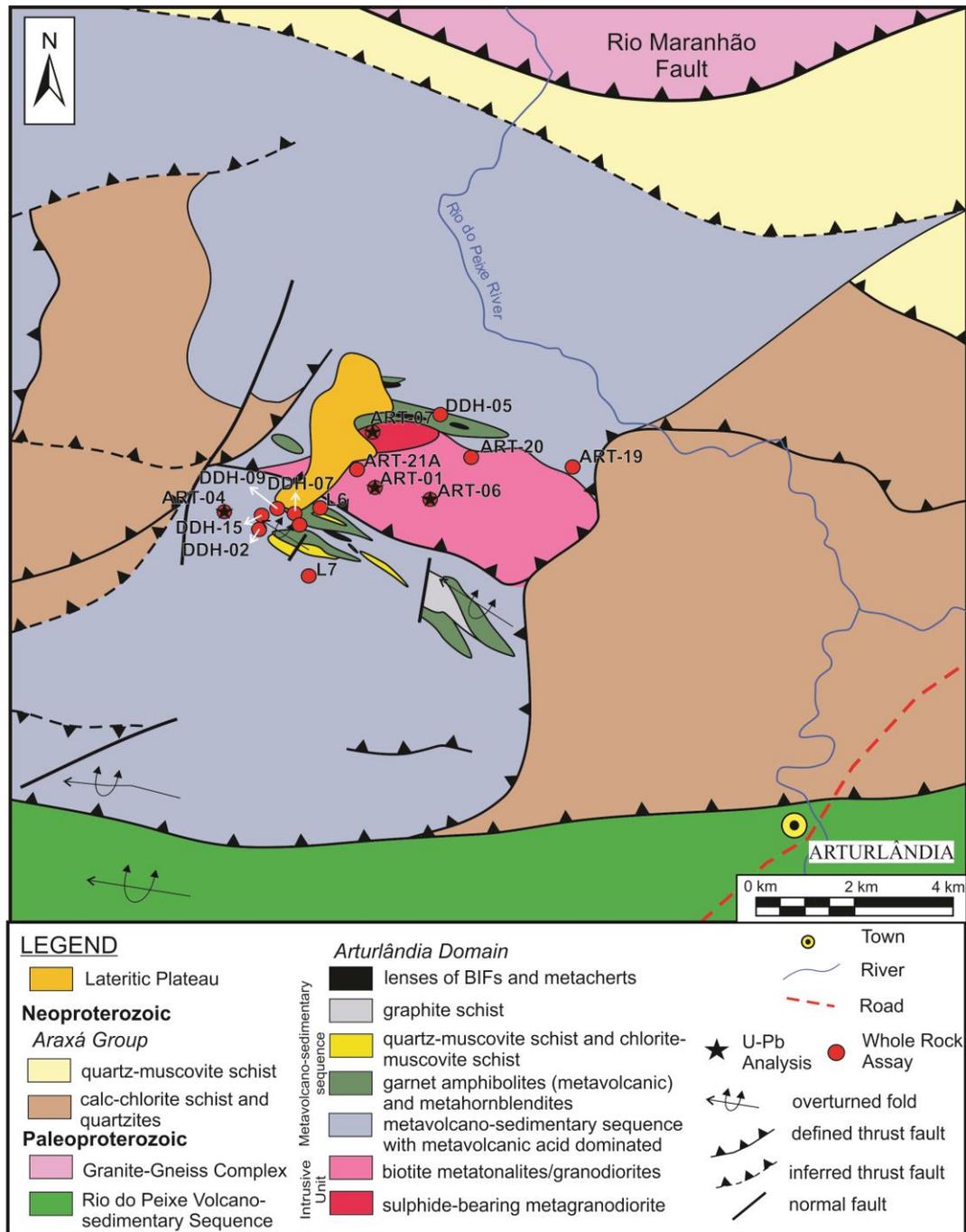
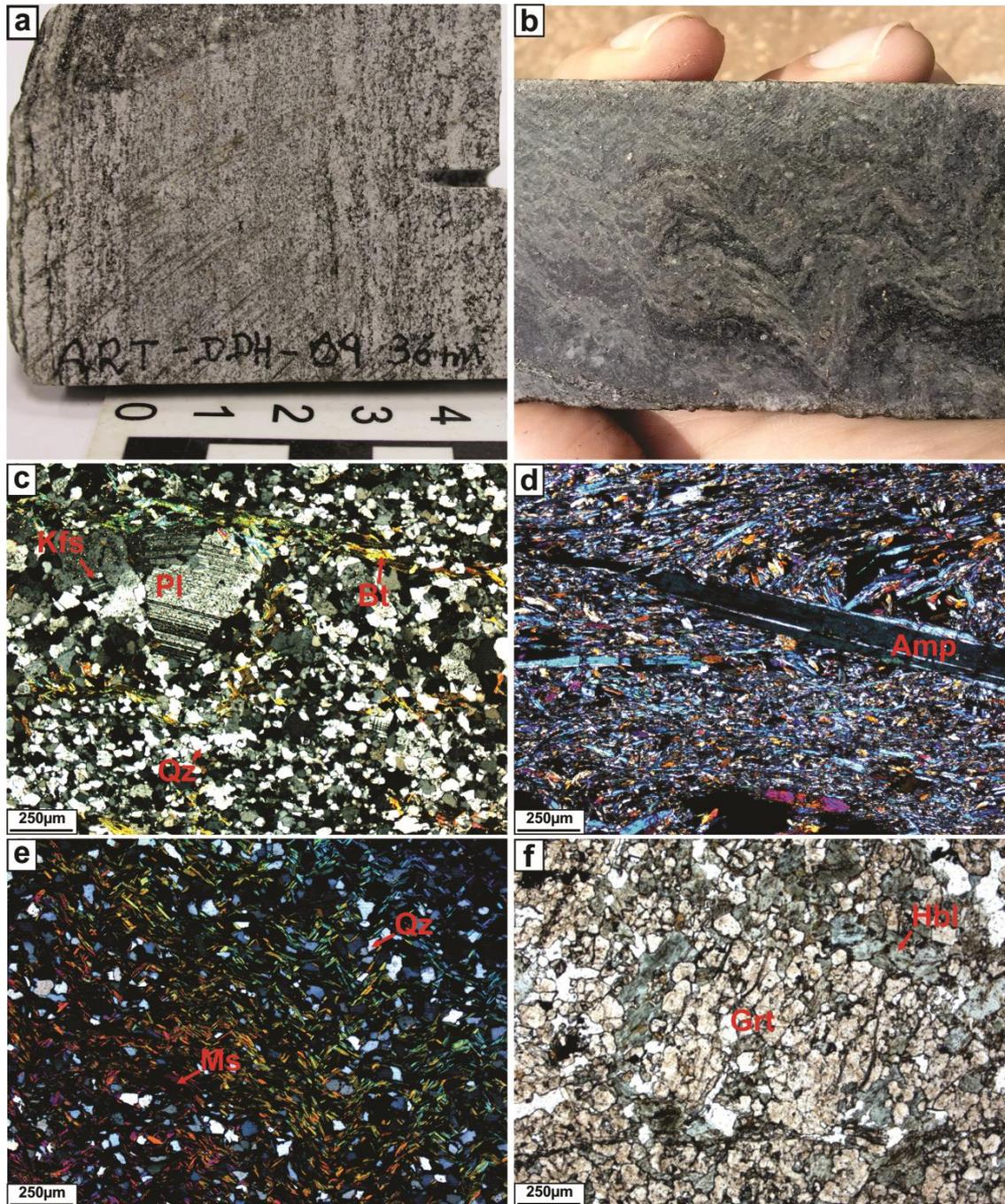


Figure 2.2 - Simplified geological map of the Artulândia Domain (modified after Moreira et al. 2008, Araújo Filho 1999).

Dacitic/rhyolitic orthogneiss and feldspathic biotite schist with fine banding and idiomorphic porphyroclast of feldspar immersed in a fine-grained quartz-feldspar groundmass (fig. 2.3a, 2.3c) are the main rock types. Dacitic/rhyolitic orthogneiss present high amounts of quartz and feldspar, and variable contents of garnet, epidote, ilmenite, magnetite and sulphides.



**Figure 2.3 - a) Fine grained feldspathic schist (metavolcanic rock). b) Amphibole schist with crenulation plans. c) Acid metavolcanic rock view on thin section, showing porphyroclast of feldspar in fine grained groundmass. d) Amphibolite view on thin section, showing partial orientation of crystals. e) Quartz-muscovite schist view on thin section, showing crenulation of the sample. f) Association of garnet and amphibole, view on thin section, in chemical sedimentary rock. (Kfs – potassic feldspar; Pl – plagioclase; Bt – biotite; Qz – quartz; Ms – muscovite; Amp – amphibole; Grt – garnet; Hbl hornblende).**

Mafic metavolcanic rocks, garnet amphibolites, amphibole schists and metahornblendites (fig. 2.3b, 2.3d), occur as kilometric elongated bodies interlayered within the acid metavolcanic rocks (fig. 2.2). Mafic metavolcanic rocks present important concentration of sphalerite and galena.



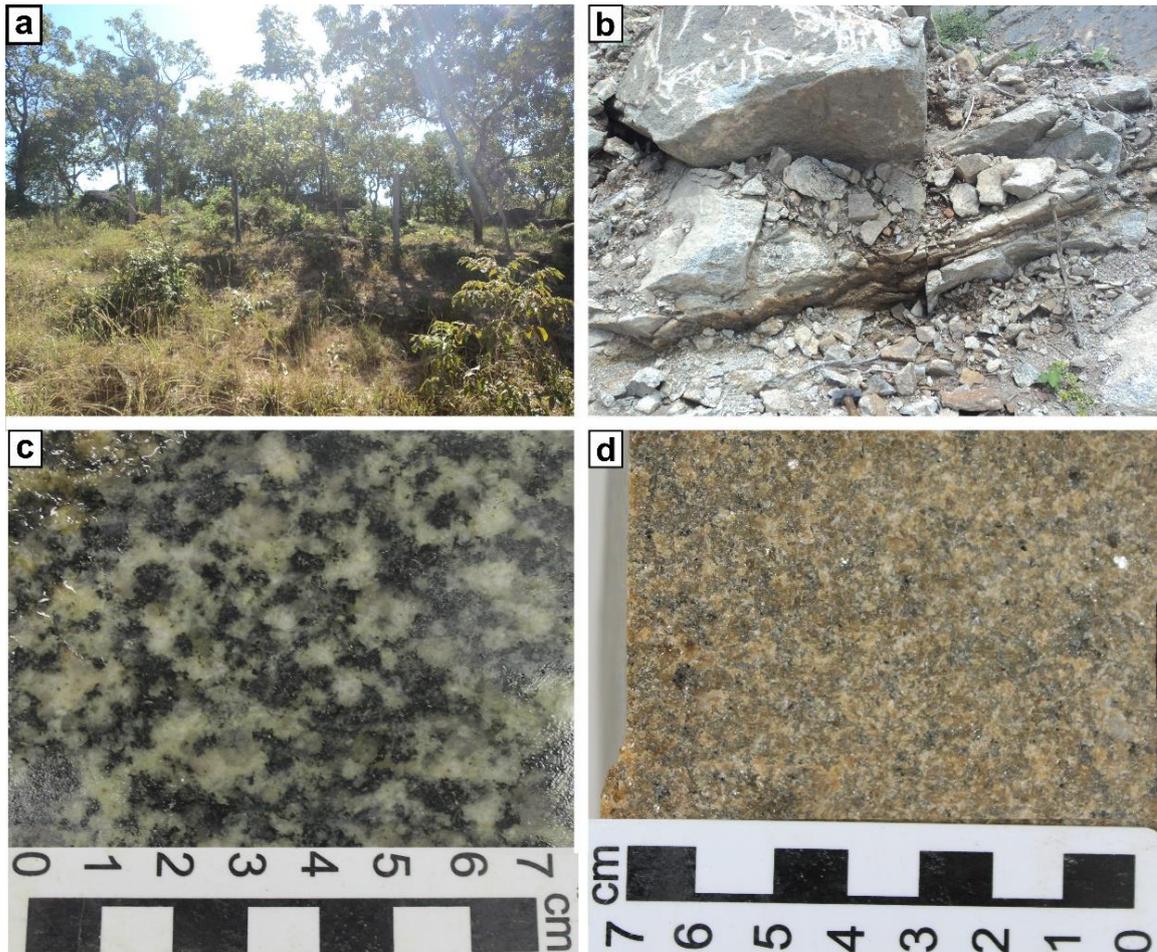
Metasedimentary rocks occur highly weathered and deformed, sometimes with transposed foliation (crenulation) (fig. 2.3e). Representative types include graphitic schist, quartz-biotite (muscovite) schist, chlorite-muscovite schist and metacherts. Rocks formed by chemical exhalations such as BIFs, with garnet (spessartite) and amphibole (actinolite) (fig. 2.3f) constitute metric lenses within the metasedimentary sequence (fig. 2.2).

The sequence underwent medium-grade metamorphism (low amphibolite facies  $\approx 500$  °C) and retrograded to middle greenschist facies ( $\approx 350$  °C) (Araújo Filho, 1999).

### 2.3.2 *Intrusive Unit*

The Artulândia Intrusive unit occurs as elongate to circular plutons, with EW-trending (fig. 2.2), which show a metric to decametric range of deformation on the edges. Inside these plutons, discrete bands of deformation are visible, but in general, when compared to the metavolcanic rocks of the sequence, rocks are well preserved (fig. 2.4.a, 2.4b). Representative rocks of this unit are equigranular biotite metatonalites and metagranodiorites with preserved primary igneous texture (2.4c). A facies, with incipient hydrothermal alteration and high concentration of sulphide minerals ( $> 5\%$ ) as pyrite, chalcopyrite and pirrotite, is differentiated and called here sulphide-bearing metagranodiorite (fig. 2.4d). General minor constituent minerals of these rocks are magnetite, ilmenite, apatite, allanite and titanite.

Contacts with the metavolcano-sedimentary sequence are tectonic, low angle thrust faults. Enclaves, xenoliths or other evidences of intrusion are not observed (fig. 2.2). Without mafic or intermediate rocks, this unit represents a sialic plutonic unit.



**Figure 2.4 - a) Boulders of the Intrusive Unit. b) Preserved outcrop of biotite metatonalite (Hammer as scale). c) Equigranular biotite metatonalite. d) Sulphide-bearing metagranodiorite.**

## 2.4 Analytical Procedures

In addition to fieldwork and systematic description of thin sections, whole rock analyses, isotopic U-Pb geochronology and Sm-Nd were performed.

### 2.4.1 Whole-rock geochemistry

Eighteen samples were selected for whole rock geochemistry, eleven from the metavolcano-sedimentary sequence (orthogneiss, feldspathic schist, amphibolite and amphibole schists) and seven from the intrusive unit (metatonalites and metagranodiorites). Major elements are determined by ICP-ES, trace and minor elements by ICP-MS at Acme Labs Vancouver, Canada. Diagrams were generated using IGPet software v. 2006 (Carr and Gazel, 2006).



#### 2.4.2 U-Pb LA-ICP-MS analyses

Four representative samples of both units were selected for isotopic U-Pb LA-ICP-MS analysis in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. The procedure followed the analytical steps described by Buhn et al. (2009). Zircon grains in concentrate were extracted from ca. 10 kg rock samples.

Zircon grains were handpicked under microscope, mounted in epoxy blocks and polished to expose a smooth surface for LA-ICP-MS analysis. Before analysis, the epoxy blocks were imaged using a scanning electron microscope in Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Backscattering electron (BSE) images were obtained in order to observe the internal structures of zircon crystals.

The samples were mounted in an especially adapted laser cell and loaded into New Wave UP213 Nd: YAG laser ( $\lambda = 213$  nm), linked to *Thermo Finnigan Neptune Multi-collector* ICP-MS. Helium was used as the carrier gas and mixed with argon before entering the ICP. The laser run at a frequency of 10 Hz, energy of 50% and a spot size of 30  $\mu\text{m}$ .

Two international zircon standards were analysed throughout U–Pb analyses. Standard GJ-1 (Jackson et al., 2004) was used as the primary standard in a standard-sample bracketing method, accounting for mass bias and drift correction. The resulting correction factor for each sample analysis considers the relative position of each analysis within the sequence of four samples bracketed by two standard and two blank analyses each (Albarède et al., 2004). An internal standard (PAD-1) was analysed at the start and the end of each analytical session, yielding an accuracy around 2% and a precision in the range of 1%. The errors of sample analyses were propagated by quadratic addition of the external uncertainty, observed for the standards, to the reproducibility and within-run precision of each unknown analysis. Plotting of U–Pb data was performed by *ISOPLOT v.4* (Ludwig, 2009) and errors for isotopic ratios are presented at the 1s level.



Table 2.1 – Metavolcanic rocks representative whole-rock geochemistry data.

	Acid								Basic-Intermediate		
	DDH 02	DDH 15	DDH 09.1	L7	DDH 07	ART- 19	ART- 04	L6	DDH 15	DDH 07	DDH 09.2
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	69.81	70.86	73.44	75.88	76.28	76.44	76.96	77.71	48.69	53.54	59.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	11.39	12.46	12.03	10.4	11.59	11.32	11.04	13.8	10.96	12.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.95	6.62	3.37	2.87	3.86	2.7	3.03	3.18	12.96	7.36	7.2
MgO	1.5	0.73	0.5	0.46	1	0.34	0.36	0.61	7.71	14.33	5.76
CaO	2.09	2	1.73	0.39	0.93	0.2	0.53	0.41	10.29	4.88	0.67
Na <sub>2</sub> O	3.56	3.28	4.63	4.31	3.24	3.73	4.08	4.19	1.58	0.25	2.69
K <sub>2</sub> O	2.7	2.43	1.87	2.62	2.12	3.59	2.12	1.66	0.51	4.52	2.54
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.47	0.22	0.21	0.52	0.21	0.22	0.22	1.39	0.46	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.09	0.03	0.04	0.17	0.06	<0.01	0.01	0.09	0.12	0.09
MnO	0.09	0.11	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.05	0.19	0.24	1.34
LOI	1.2	1.7	1.4	0.90	1.2	0.9	1.1	0.70	2.5	2.8	5.4
TOTAL	99.62	99.7	99.66	99.71	99.79	99.73	99.79	99.79	99.71	99.42	97.8
Ba (ppm)	599	869	774	561	428	777	477	441	67	457	501
Cs	1.9	0.9	0.4	0.3	0.9	0.9	0.2	0.5	0.9	8.6	3.7
Ga	23.3	17.9	22	21.6	16.5	19.1	16.8	21.7	18.3	21.8	25.6
Hf	7.3	7.2	10.8	9.5	8.9	8.9	8.7	10.9	2	8.1	9.7
Nb	10.9	11	13.8	10.8	11.3	9.6	7.7	10.2	4.4	9.2	11.6
Rb	106.9	58	61.7	76.4	49.8	66.5	46.6	44.3	21.5	210.5	96.7
Sr	85.4	103.6	148.4	68.6	55.3	59.7	77.2	79.6	181	10.8	36
Be	2	<1	7	<1	8	7	8	3	3	3	4
Ta	0.9	0.8	1.1	0.7	0.9	0.7	0.6	0.5	0.3	0.5	0.6
Th	7	4.8	6.9	7.6	3.2	8.7	4.7	5.6	0.6	5.2	6.3
U	5.3	2	1.7	1.7	2.2	3.3	1.4	1.3	0.2	1.8	1.8
Sc	7	10	3	4	9	3	4	2	36	13	14
V	53	19	20	<8	22	21	24	<8	316	13	<8
Zr	279.1	293.2	423	349.2	273.2	321.9	305.5	406.3	79.6	294.8	364.7
Y	70.3	72.4	79.3	53.5	39.5	104.9	46.4	83.6	21.3	65.9	85.4
Cu	165	1	11.8	6.9	8.6	21.5	1.1	2.4	174.5	2.9	572.3
Pb	636.9	2.3	8.9	6.4	3	3	2.8	3.6	3.4	106.8	2235.3
Zn	1265	96	88	65	78	63	51	80	370	2019	>10000
Ni	26.4	0.4	0.7	0.5	1.7	4.8	0.5	0.5	50.4	3.1	6.9
Mo	3.4	0.2	5.4	<0.1	0.2	1	0.1	0.2	0.2	1.5	3.3
Ag	3	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.5	0.5	13.3
Au (ppb)	1.5	0.6	6.3	5.4	2.5	5.4	<0.5	<0.5	10.1	1.5	2.1
La	34.1	29.6	48.4	21.1	17.4	51.4	21.9	49.7	6	28.9	35.9
Ce	75.1	72.3	100.8	53.1	37.4	119.6	61.8	102.2	13.9	64.5	83.1
Pr	9.07	9.06	12.29	5.27	4.77	13.2	5.95	12.82	2.05	8.15	10.28
Nd	38.1	38.5	48.9	22.2	20.9	52.9	27.2	52.8	10.5	34.9	43.7
Sm	9.02	9.26	11.19	5.98	5.54	12.17	6.16	12.25	2.95	8.68	10.67
Eu	1.85	2.19	2.11	0.91	1.36	2.06	1.01	2.11	1.11	1.68	2.73
Gd	10.46	11.67	12.78	7.58	6.63	14.99	6.73	12.96	3.77	9.9	12.81
Tb	1.91	1.99	2.25	1.41	1.09	2.76	1.27	2.34	0.64	1.77	2.35
Dy	11.72	12.42	13.74	9.14	6.55	17.35	7.68	14.27	3.69	11.74	15.34
Ho	2.89	2.93	2.99	2.08	1.55	4.04	1.83	3.34	0.85	2.84	3.65
Er	8.65	8.38	9.06	6.50	4.54	11.79	5.16	9.36	2.28	8.71	11.24
Tm	1.33	1.29	1.38	0.88	0.63	1.85	0.82	1.40	0.34	1.22	1.63
Yb	8.65	9.42	9.07	5.84	4.21	11.71	5.2	8.48	2.11	8.09	10.74
Lu	1.22	1.35	1.36	0.84	0.57	1.74	0.75	1.30	0.3	1.26	1.58
Sr/Y	1.22	1.44	1.87	1.30	1.41	0.58	1.67	0.95	8.62	0.17	0.42
Σ REE	50	192	246	175	210	207	153	109	183	170	214

LOI - Loss on Ignition



Table 2.2 - Intrusive Unit representative whole-rock geochemistry data.

Type	Metatonalites and granodiorites						
	DDH 05	ART-01	ART-20	DDH 05.1	ART-07	ART-21A	ART-06
	II	II	II	II	I	II	II
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	66.16	67.01	67.05	67.32	67.5	68.86	69.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	15.22	15.24	15.72	15.8	14.88	15.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.1	4.29	4.25	3.61	3.1	3.43	2.9
MgO	1.63	1.39	1.38	1.37	1.01	1.46	0.96
CaO	3.26	3.31	3.63	3.48	3.14	2.73	2.55
Na <sub>2</sub> O	3.88	4.26	4.28	4.23	4.56	3.61	4.2
K <sub>2</sub> O	2.65	2.29	2.02	2.03	2.27	2.54	2.75
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.5	0.52	0.43	0.3	0.48	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.17	0.13	0.14	0.16	0.11
MnO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04
LOI*	1.5	1.2	1	1.3	1.7	1.5	0.9
TOTAL	99.62	99.66	99.63	99.63	99.6	99.7	99.66
Ba (ppm)	1063	778	1018	938	1142	912	1225
Cs	2.3	3.2	2.6	2.6	1.1	1.6	2.1
Ga	17.5	15.9	17	17.2	16.4	17.4	15.3
Hf	4.9	4.3	5.4	3.3	3	5	3.3
Nb	5.5	6.1	6.3	4.9	3	6.3	5.2
Rb	69.5	65.3	53.3	56.6	48.4	61.8	54
Sr	681	639.5	626	571	845.6	575.9	536.8
Ta	0.6	1.1	0.6	0.6	0.2	0.4	0.8
Th	4.1	4.6	6.1	5.7	3.4	6.3	7
U	0.4	0.5	0.6	1.5	0.4	0.9	2.4
Sc	7	9	7	6	3	7	5
V	64	64	62	53	45	54	56
Zr	207.2	210.2	218.8	165	110.5	217.3	135.5
Y	14.6	23.7	18	12.5	4.4	15.6	14.1
Cu	1	5	4	1.7	24.3	7.3	0.6
Pb	1.8	3.1	2.7	3.5	3.1	1.4	4.7
Zn	44	64	62	60	71	36	40
Ni	7.7	7	6.3	7.6	4.9	5.7	4.8
Au (ppb)	0.6	<0.5	0.8	<0.5	7.7	0.6	<0.5
La	43.6	45.7	52.1	38.2	28.3	41.9	40.2
Ce	80	97.2	95.2	70.9	51.9	83.4	74.6
Pr	7.95	9.23	9.37	6.96	5.08	8.35	8.27
Nd	26.8	34.6	30.8	22.8	17.1	30.5	31.6
Sm	4.33	5.63	5.11	3.57	2.11	4.64	4.6
Eu	1.14	1.24	1.25	1.05	0.81	1.37	1.07
Gd	3.36	5.01	3.99	3.12	1.63	3.7	3
Tb	0.52	0.72	0.57	0.39	0.19	0.53	0.45
Dy	2.9	4.56	3.18	2.27	0.83	3.31	2.4
Ho	0.53	0.96	0.69	0.48	0.21	0.66	0.47
Er	1.49	2.51	2.14	1.39	0.28	1.93	1.16
Tm	0.27	0.37	0.3	0.21	0.06	0.25	0.22
Yb	1.67	2.23	1.93	1.68	0.37	1.84	1.97
Lu	0.24	0.31	0.29	0.25	0.05	0.27	0.23
Sr/Y	48.64	27.78	34.78	47.58	211.25	38.33	38.29
∑ REE	175	210	207	153	109	183	170

LOI - Loss on Ignition



Table 2.3 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-04 – rhyolitic orthogneiss.

Sample	Isotopic ratios									Apparent ages						
	F(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	Rho
003-Z1	0.061	0.499	24236.9	0.133	0.519	7.211	1.093	0.393	0.962	2137	9	2138	10	2139	18	0.869
005-Z3	0.050	0.313	29389.0	0.135	0.486	7.714	1.026	0.413	0.904	2170	8	2198	9	2229	17	0.868
006-Z4	0.046	0.402	31628.2	0.133	0.795	7.605	1.029	0.415	0.654	2138	14	2185	9	2236	12	0.765
007-Z5	0.915	0.404	1774.6	0.115	1.224	3.976	1.989	0.251	1.554	1877	22	1629	16	1444	20	0.779
008-Z6	0.012	0.364	117960.3	0.134	0.421	7.531	0.641	0.408	0.483	2150	7	2177	6	2205	9	0.658
009-Z7	0.003	0.306	548709.2	0.133	0.477	7.582	0.701	0.413	0.513	2138	8	2183	6	2231	10	0.649
014-Z10	0.135	0.595	11115.1	0.132	0.581	6.974	0.954	0.382	0.756	2129	10	2108	8	2087	13	0.765
016-Z12	0.027	0.304	55131.8	0.133	0.730	7.555	0.911	0.411	0.545	2142	13	2180	8	2220	10	0.651
017-Z13	0.012	0.425	119400.6	0.134	0.497	7.489	0.716	0.406	0.515	2149	9	2172	6	2196	10	0.636
019-Z15	0.008	0.652	187441.4	0.134	0.537	7.037	0.836	0.382	0.641	2148	9	2116	7	2084	11	0.722
020-Z16	0.003	0.357	437772.0	0.133	0.588	7.388	0.875	0.402	0.648	2142	10	2160	8	2178	12	0.749
025-Z18	0.002	0.415	622120.1	0.133	0.493	7.191	0.863	0.392	0.708	2137	9	2135	8	2133	13	0.791
028-Z20	0.009	0.252	156803.7	0.134	0.467	7.658	0.820	0.413	0.675	2157	8	2192	7	2229	13	0.789
030-Z22	0.179	0.545	8382.4	0.134	0.647	7.082	0.875	0.383	0.588	2151	11	2122	8	2092	11	0.680
034-Z24	0.005	0.393	304866.9	0.132	0.553	7.443	0.859	0.409	0.658	2126	10	2166	8	2209	12	0.724
035-Z25	0.008	0.481	184638.1	0.133	0.549	7.886	1.013	0.429	0.852	2144	10	2218	9	2300	16	0.823
036-Z26	0.102	0.501	14614.3	0.133	0.932	7.017	1.799	0.384	1.538	2133	16	2114	16	2094	27	0.931
037-Z27	0.005	0.471	295780.9	0.135	0.482	7.693	0.862	0.415	0.714	2159	8	2196	8	2236	13	0.801
038-Z28	0.005	0.398	307528.5	0.135	0.438	7.725	0.839	0.416	0.716	2161	8	2200	8	2241	14	0.828
039-Z29	0.007	0.419	196777.6	0.134	0.516	7.698	0.935	0.417	0.779	2152	9	2196	8	2245	15	0.811
040-Z30	0.009	0.315	163475.5	0.134	0.722	7.857	1.026	0.425	0.729	2154	13	2215	9	2281	14	0.792
043-Z31	0.009	0.373	159197.7	0.136	0.535	7.871	0.854	0.421	0.666	2171	9	2216	8	2266	13	0.740
044-Z32	0.019	0.368	76850.7	0.136	0.509	7.452	1.130	0.399	1.009	2172	9	2167	10	2162	19	0.884
045-Z33	0.015	0.381	106669.7	0.129	0.554	5.548	2.537	0.312	2.475	2082	10	1908	22	1752	38	0.976
046-Z34	0.038	0.398	38879.1	0.133	1.022	7.233	1.483	0.395	1.074	2135	18	2141	13	2147	20	0.865
047-Z35	0.012	0.365	122894.8	0.133	0.504	7.391	0.820	0.402	0.648	2143	9	2160	7	2177	12	0.748
048-Z36	0.010	0.368	155841.8	0.134	0.385	7.118	0.694	0.386	0.577	2149	7	2126	6	2103	10	0.785
049-Z37	0.024	0.532	61257.5	0.133	0.505	7.133	1.482	0.390	1.393	2134	9	2128	13	2122	25	0.938
050-Z38	0.109	0.174	14862.0	0.120	1.861	4.152	4.557	0.251	4.160	1956	33	1665	37	1443	54	0.974



Table 2.4 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-01 - metabiotite tonalite.

Sample	Isotopic ratios									Apparent ages						
	F(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	Rho
003-Z1	0.007	0.361	211173.5	0.131	0.630	7.195	0.895	0.397	0.636	2136	9	2186	9	2239	16	0.660
004-Z2	0.006	0.421	262339.2	0.131	0.855	7.342	1.175	0.407	0.806	2145	11	2156	7	2167	10	0.656
005-Z3	0.004	0.369	350696.6	0.133	0.659	7.397	0.892	0.403	0.601	2139	9	2172	7	2207	10	0.615
006-Z4	0.236	0.414	6203.8	0.134	0.703	7.684	0.964	0.416	0.659	2155	9	2174	7	2195	10	0.673
007-Z5	0.003	0.371	427071.7	0.134	0.414	7.694	1.034	0.416	0.947	2114	12	2251	9	2405	14	0.908
008-Z6	0.005	0.379	275909.9	0.135	0.450	7.703	0.820	0.415	0.685	2130	9	2126	7	2123	10	0.805
009-Z7C	0.004	0.459	381028.3	0.133	0.539	7.606	0.983	0.415	0.821	2173	12	2196	8	2221	11	0.816
010-Z7B	0.004	0.381	399784.5	0.134	0.636	7.355	0.826	0.400	0.527	2088	11	2109	8	2130	13	0.611
014-Z9	0.005	0.368	298871.9	0.133	0.537	7.493	0.749	0.408	0.523	2158	9	2180	9	2204	15	0.615
016-Z11	0.005	0.408	325129.4	0.134	0.536	7.513	0.771	0.406	0.554	2115	16	2093	12	2069	17	0.693
017-Z12	1.034	0.491	1378.8	0.131	0.701	8.182	0.974	0.452	0.669	2153	9	2148	8	2144	13	0.645
019-Z14	0.003	0.360	454304.5	0.132	0.535	7.118	0.765	0.390	0.546	2098	8	2073	8	2048	14	0.642
020-Z15	0.017	0.408	85529.1	0.136	0.668	7.695	0.890	0.411	0.588	2151	9	2120	13	2087	24	0.641
023-Z16	0.045	0.188	33090.7	0.129	0.604	6.979	0.955	0.392	0.739	2231	17	2015	13	1811	17	0.743
024-Z17	0.004	0.545	335789.7	0.135	0.538	7.563	0.956	0.408	0.790	2148	12	2139	12	2130	20	0.803
026-Z19	0.009	0.390	170489.4	0.131	0.904	6.853	1.333	0.379	0.980	2145	8	2178	12	2213	24	0.845
027-Z20C	0.010	0.338	146768.3	0.134	0.522	7.297	0.902	0.395	0.736	2139	9	2156	9	2175	15	0.788
028-Z20B	0.007	0.287	212874.0	0.130	0.458	6.702	0.900	0.374	0.775	2162	21	2186	12	2211	11	0.841
029-Z21	0.009	0.239	172943.5	0.134	0.500	7.065	1.425	0.382	1.334	2065	12	1927	18	1802	30	0.933
030-Z22	0.122	0.396	12786.9	0.140	0.968	6.275	1.459	0.324	1.091	2118	7	2086	9	2053	16	0.861
033-Z23	0.014	0.434	109647.5	0.134	0.705	7.223	1.326	0.392	1.122	2128	7	2170	8	2215	15	0.837
034-Z24	0.012	0.306	121067.9	0.134	0.481	7.542	1.345	0.410	1.256	2146	13	2084	12	2022	20	0.930
035-Z25	0.008	0.425	188565.9	0.133	0.506	7.362	0.962	0.401	0.818	2139	8	2166	9	2196	16	0.832
036-Z26	0.026	0.349	56484.1	0.135	1.204	7.610	1.347	0.409	0.605	2144	7	2192	7	2243	12	0.610
037-Z27	0.005	0.370	287628.7	0.128	0.690	5.673	2.038	0.323	1.917	2137	8	2156	7	2176	12	0.940
038-Z28	0.004	0.521	417178.7	0.131	0.394	6.801	0.990	0.375	0.908	2129	13	2172	10	2217	15	0.909
039-Z29	0.005	0.397	320966.8	0.132	0.397	7.476	0.899	0.410	0.807	2106	11	2098	10	2089	16	0.883
040-Z30	0.079	0.441	19168.7	0.134	0.762	6.786	1.383	0.368	1.154	2136	9	2156	8	2177	13	0.911
043-Z31	0.005	0.429	317795.0	0.133	0.442	7.443	0.987	0.406	0.883	2128	8	2196	8	2269	14	0.883
044-Z32	0.004	0.372	341291.2	0.133	0.392	7.657	0.758	0.416	0.648	2125	16	2155	11	2188	14	0.824
045-Z33	0.009	0.352	157544.1	0.133	0.452	7.360	0.785	0.402	0.642	2136	9	2186	9	2239	16	0.780
046-Z34	0.005	0.353	315287.8	0.132	0.739	7.491	1.089	0.411	0.799	2145	11	2156	7	2167	10	0.852
047-Z35	0.008	0.609	187508.4	0.131	0.630	6.892	1.094	0.383	0.894	2139	9	2172	7	2207	10	0.800
048-Z36	0.005	0.383	269741.8	0.133	0.499	7.362	0.870	0.402	0.712	2155	9	2174	7	2195	10	0.790
049-Z37	0.006	0.419	236077.2	0.132	0.468	7.692	0.876	0.422	0.740	2114	12	2251	9	2405	14	0.821
050-Z38	0.010	0.284	144093.6	0.132	0.938	7.354	1.204	0.404	0.755	2130	9	2126	7	2123	10	0.790



Table 2.5 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-06 metabiotite granodiorite.

Sample	Isotopic ratios									Apparent ages						
	F(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	Rho
003-Z1	0.359	0.316	4164.6	0.131	0.405	6.949	0.976	0.386	0.885	2108	7	2105	9	2102	16	0.899
004-Z2	0.015	0.393	97608.6	0.134	0.371	7.142	0.721	0.388	0.619	2145	6	2129	6	2113	11	0.822
005-Z3	0.143	0.414	10461.2	0.133	0.375	7.130	0.687	0.388	0.575	2141	7	2128	6	2114	10	0.791
006-Z4	0.008	0.363	197778.5	0.134	0.440	7.100	1.050	0.385	0.954	2149	8	2124	9	2099	17	0.925
010-Z6	0.004	0.487	384960.0	0.134	0.300	7.031	0.611	0.382	0.532	2145	5	2115	5	2085	9	0.823
011-Z7	0.621	0.259	2617.3	0.116	0.446	3.973	0.857	0.249	0.728	1891	8	1629	7	1434	9	0.828
012-Z8	0.194	0.770	8203.0	0.126	0.466	4.967	1.134	0.286	1.034	2042	8	1814	10	1622	15	0.944
015-Z9	0.187	0.456	8247.8	0.128	0.385	6.021	1.023	0.341	0.948	2072	7	1979	9	1891	16	0.919
016-Z10	0.006	0.431	238224.2	0.133	0.356	7.281	0.985	0.396	0.919	2144	6	2146	9	2149	17	0.925
017-Z11	0.445	0.626	3439.5	0.128	0.510	6.107	0.984	0.347	0.838	2064	9	1991	9	1922	14	0.837
018-Z12	0.008	0.472	187974.3	0.134	0.451	7.174	0.723	0.389	0.565	2149	8	2133	6	2116	10	0.821
021-Z13	0.041	0.485	37360.5	0.132	0.354	6.600	0.669	0.364	0.568	2120	6	2059	6	2000	10	0.802
022-Z14	0.932	0.374	1738.8	0.124	0.607	4.343	2.425	0.253	2.326	2020	11	1702	20	1455	31	0.967
024-Z16	0.313	0.457	4938.0	0.128	0.689	5.870	1.117	0.332	0.877	2072	12	1957	10	1850	14	0.884
027-Z17	0.101	0.526	15051.2	0.132	0.432	6.430	0.857	0.354	0.740	2122	8	2036	8	1953	12	0.841
028-Z18	0.007	0.422	209177.6	0.134	0.398	7.524	0.802	0.408	0.696	2148	7	2176	7	2205	13	0.843
029-Z19	0.004	0.412	335460.2	0.133	0.440	7.135	0.746	0.390	0.603	2132	8	2128	7	2125	11	0.761
031-Z20C	0.289	0.325	5589.7	0.120	0.684	4.324	1.976	0.261	1.854	1959	12	1698	16	1495	25	0.937
032-Z20B	2.326	0.136	742.8	0.084	0.907	1.663	1.123	0.143	0.646	1300	18	995	7	862	5	0.528
033-Z21	0.263	0.670	6028.2	0.131	0.421	5.349	0.829	0.296	0.714	2115	7	1877	7	1669	11	0.837
034-Z22	0.008	0.646	178203.0	0.134	0.487	7.389	0.706	0.400	0.512	2150	8	2160	6	2170	9	0.744
037-Z23	0.058	0.173	26469.4	0.131	0.390	6.119	1.204	0.338	1.139	2115	7	1993	11	1877	19	0.943
038-Z24	0.127	0.379	11819.2	0.133	0.289	6.902	0.977	0.375	0.934	2142	5	2099	9	2055	16	0.951
039-Z25	0.003	0.547	456311.6	0.125	0.353	4.850	0.783	0.282	0.700	2026	6	1794	7	1600	10	0.872
040-Z26	0.004	0.578	358856.2	0.134	0.526	6.960	0.854	0.376	0.673	2154	9	2106	8	2058	12	0.866
043-Z27	0.008	0.419	181962.5	0.133	0.377	7.181	0.913	0.392	0.832	2135	7	2134	8	2133	15	0.899
044-Z28	0.010	0.459	148446.3	0.133	0.297	6.899	0.629	0.376	0.555	2140	5	2099	6	2057	10	0.841
045-Z29	0.009	0.567	168618.1	0.133	0.325	6.974	1.353	0.379	1.314	2143	6	2108	12	2072	23	0.970
046-Z30	0.037	0.490	41831.5	0.132	0.459	6.150	0.690	0.338	0.516	2126	8	1997	6	1876	8	0.782
049-Z31	0.007	0.442	200431.4	0.135	0.379	7.245	0.648	0.390	0.525	2162	7	2142	6	2122	9	0.745
051-Z33	0.146	0.368	10568.6	0.131	0.424	6.132	0.920	0.341	0.816	2105	7	1995	8	1890	13	0.872
052-Z34	0.009	0.475	162684.4	0.135	0.515	7.069	0.775	0.381	0.579	2158	9	2120	7	2081	10	0.818



Table 2.6 - Summary of LA-ICP-MS data for sample ART-07 sulphide-bearing metagranodiorite.

Sample	Isotopic ratios									Apparent ages						
	F(206)%	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s (%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	Rho
003-Z1	0.006	0.220	265625.5	0.129	0.780	5.552	1.131	0.312	0.819	2084	14	1909	10	1752	13	0.696
004-Z2	0.005	0.453	278123.9	0.133	0.663	7.152	1.012	0.390	0.765	2137	12	2131	9	2124	14	0.726
005-Z3	0.005	0.409	274637.6	0.134	0.650	7.260	0.905	0.392	0.629	2157	11	2144	8	2130	11	0.643
006-Z4	0.006	0.480	247384.7	0.132	0.834	6.463	1.064	0.355	0.659	2124	15	2041	9	1960	11	0.631
009-Z5N	0.008	0.486	177265.1	0.133	0.816	6.967	1.100	0.379	0.739	2144	14	2107	10	2070	13	0.634
010-Z5B	0.003	0.319	490479.1	0.134	0.702	7.024	1.051	0.381	0.783	2146	12	2114	9	2082	14	0.715
012-Z7	0.009	0.445	167030.3	0.134	0.721	7.045	1.081	0.383	0.805	2145	13	2117	10	2088	14	0.757
015-Z8	0.007	0.387	215984.7	0.134	0.816	7.196	1.096	0.390	0.731	2147	14	2136	10	2125	13	0.629
016-Z9	0.005	0.680	292139.8	0.136	0.821	7.532	1.126	0.403	0.770	2172	14	2177	10	2182	14	0.651
017-Z10N	0.006	0.378	242119.2	0.132	0.996	7.387	1.743	0.407	1.430	2120	17	2159	16	2201	27	0.814
018-Z10B	0.022	0.225	69477.2	0.127	0.975	5.872	1.274	0.335	0.819	2061	17	1957	11	1860	13	0.672
020-Z11	0.012	0.409	117536.1	0.132	0.910	7.665	1.655	0.421	1.383	2124	16	2192	15	2267	26	0.829
021-Z12	0.006	0.402	229715.8	0.134	0.576	7.445	0.813	0.402	0.574	2153	10	2166	7	2180	11	0.642
022-Z13	0.007	0.470	217123.4	0.135	0.656	7.718	1.116	0.416	0.903	2158	11	2199	10	2242	17	0.791
023-Z13B	0.006	0.335	230142.8	0.133	0.795	7.282	1.175	0.398	0.865	2135	14	2147	10	2158	16	0.794
026-Z14	0.007	0.336	223624.6	0.134	0.534	7.641	0.884	0.414	0.704	2148	9	2190	8	2235	13	0.764
027-Z15	0.003	0.972	533357.0	0.134	0.529	7.974	1.061	0.430	0.919	2157	9	2228	10	2306	18	0.854
028-Z16	0.019	0.483	76025.2	0.133	0.604	7.668	1.052	0.417	0.861	2144	11	2193	9	2246	16	0.799
029-Z17	0.009	0.742	170904.3	0.134	0.748	7.467	1.133	0.405	0.852	2148	13	2169	10	2192	16	0.828
032-Z18	0.011	0.447	132733.4	0.135	0.587	7.712	0.892	0.414	0.672	2165	10	2198	8	2234	13	0.712
033-Z19	0.006	0.435	250094.9	0.134	0.493	7.758	0.803	0.419	0.634	2154	9	2203	7	2256	12	0.745
034-Z20	0.004	0.430	341520.5	0.134	0.528	7.519	0.844	0.407	0.658	2152	9	2175	8	2200	12	0.740
038-Z22	0.003	0.417	463224.7	0.135	0.610	7.367	0.818	0.395	0.545	2168	11	2157	7	2146	10	0.590
039-Z23	0.004	0.509	350177.7	0.134	0.530	7.136	1.140	0.386	1.009	2154	9	2129	10	2103	18	0.876
040-Z24	0.269	0.560	5610.8	0.141	0.898	7.237	1.405	0.372	1.080	2239	16	2141	13	2041	19	0.755
041-Z25	0.004	0.579	423755.0	0.133	0.786	6.705	1.057	0.366	0.707	2135	14	2073	9	2012	12	0.743
044-Z26	0.004	0.423	406182.8	0.135	0.552	7.148	1.071	0.385	0.918	2161	10	2130	10	2099	16	0.843
045-Z27	0.001	0.387	1450870.4	0.134	0.481	7.299	0.888	0.396	0.747	2146	8	2149	8	2151	14	0.816
046-Z28	0.005	0.449	312447.1	0.134	0.435	7.205	0.777	0.391	0.644	2146	8	2137	7	2128	12	0.792
047-Z29	0.006	0.420	243093.0	0.132	0.560	7.179	1.039	0.394	0.875	2129	10	2134	9	2139	16	0.878
050-Z30	0.005	0.275	289842.5	0.138	0.526	7.993	0.831	0.420	0.644	2202	9	2230	8	2261	12	0.731
051-Z31	0.005	0.502	327837.5	0.134	0.552	7.351	0.937	0.398	0.757	2152	10	2155	8	2158	14	0.781



### 2.4.3 Sm-Nd isotopic analyses

Ten representative samples of both units were select for isotopic analyses Sm-Nd in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. The analyses followed the method described by Gioia and Pimentel (2000).

Table 2.7 - Sm-Nd isotopic data for Artulândia Domain.

Sample	Rock type	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon (0)$	$\epsilon (2.14)$	$T_{DM}(\text{Ga})$
<i>Metavolcano-sedimentary Sequence</i>								
ART-04	Acid Metarhyolite	7.276	29.676	0.1482	0.511994	-12.56	+0.78	2.43
ART-19	Acid Metarhyolite	12.076	50.934	0.1433	0.512002	-12.40	+2.29	2.24
ART-27	Metasedimentary rock	5.653	30.807	0.1109	0.511461	-22.96	+0.63	2.34
DDH-07	Basic Metavolcanic rock	5.520	21.316	0.1565	0.512071	-11.07	-0.01	2.6
DDH-09	Orthogneiss	12.025	52.333	0.1389	0.511939	-13.63	+2.27	2.24
L3	Acid Metavolcanic rock	5.447	23.670	0.1391	0.511886	-14.68	+1.17	2.36
L6	Orthogneiss	12.706	55.005	0.1396	0.511939	-13.64	+2.07	2.26
<i>Intrusive Unit</i>								
ART-01	Metatonalite	6.200	36.436	0.1029	0.511478	-22.63	+3.18	2.14
ART-07	Metagranodiorite	2.779	20.762	0.0809	0.511134	-29.34	+2.51	2.18
DDH-05	Metatonalite	4.878	32.124	0.0918	0.511189	-28.27	+0.58	2.31

Fresh whole-rock samples were powdered in a pan mill and analyses were carried out in Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Analyses were performed using TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry). TRITON™ plus Multicollector is the equipment used to determine isotope proportions. Results show Sm and Nd concentrations in ppm and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios. Uncertainties for Sm/Nd and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are better than  $\pm 0.5\%$  ( $2\sigma$ ) and  $\pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ), respectively. Data was processed using *ISOPLLOT v. 4* (Ludwig, 2009) and  $T_{DM}$  values were calculated using the model of DePaolo (1981).

## 2.5 Samples and Results

In this paper, we present unpublished geochemical and geochronological data for the Artulândia Domain and a comparison with the existent data from Campinorte Domain (Della Giustina et al, 2009; Cordeiro et al, 2014). For comparison proposal, we adopted Campinorte volcano-sedimentary sequence as a unit with an equivalent magmatic series (type 2) and the Pau-de-Mel Suite as a unit divided into two magmatic series (Type 1 and 3).

The summary of isotopic and geochemical results is presented in Tables 2.1-2.7 and figure 2.2 shows samples locations.



### 2.5.1 Geochemistry results

#### Arturlândia Metavolcano-sedimentary Sequence

Volcanic rocks of the sequence represent one type of magmatism, based on major and trace elements variation, and all represent the same insight of original tectonic setting and petrogenetic implications. Based on petrographic description and geochemical classification, we divide these rocks in acid metavolcanic rocks and mafic-intermediate metavolcanic rocks, as shown on diagrams (Fig. 2.5; 2.6).

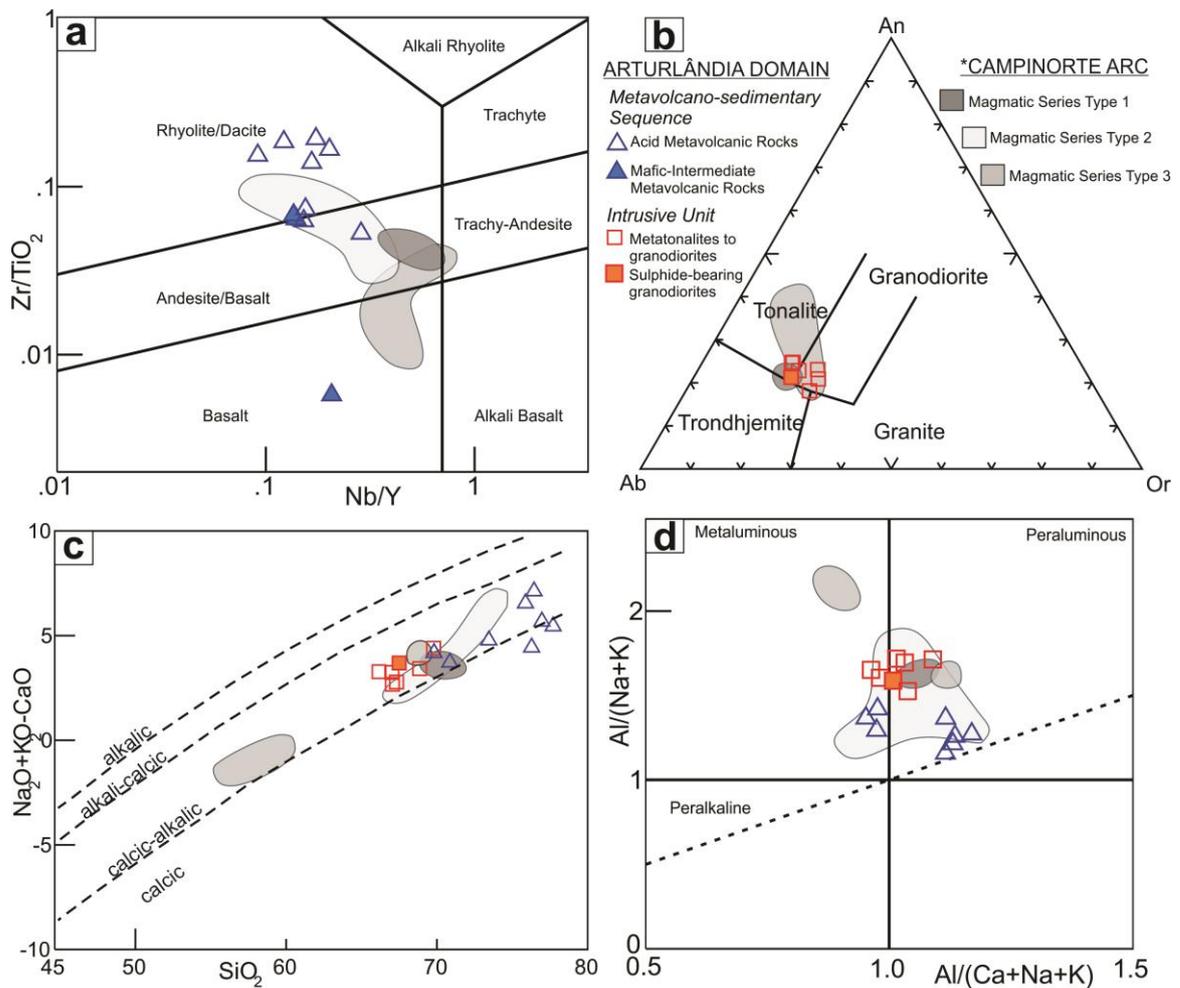


Figure 2.5 - a) Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> plot after Pearce (1996). b) Ab-albite; An - anorthite; Or-orthoclase diagram of classification Bakker (1979). c) SiO<sub>2</sub> versus Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO plot from Frost et al. (2001); d) Shand's Index after Maniar-Piccoli (1989) (\*Data from Cordeiro et al., 2014).



Major oxide compositions, for acid rocks, show high content of SiO<sub>2</sub>, varying 70% to 78%, with predominance of plagioclase (CaO 0.2% to 2.1% and Na<sub>2</sub>O 3.2% to 4.7%) over potassic-feldspar (K<sub>2</sub>O 1.7% to 3.6%) (Table 2.1). This relation cannot be estimated in petrography because of his fine groundmass and presence of minerals such as biotite and epidote that contain the important concentration of the same oxides (fig. 2.3a, 2.3c). Rhyolitic classification is predominant, considering isochemical system (fig. 2.5a). The acid metavolcanic rocks of the sequence show predominance of low calcic-alkalic signature with few calcic samples (fig. 2.5c). In A/CNK versus A/NK diagram samples plot on the transition zone between metaluminous and peraluminous fields (fig. 2.5d).

Geochemistry data from three samples of mafic-intermediate rocks present SiO<sub>2</sub> (49% to 59%), MgO (5.8% to 13%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> (7.2% to 13%) and CaO (0.7% to 10.3%) (table 2.1) as expected for mafic-intermediate (basaltic-andesitic) magmas. These three samples spread between calcic to low-alkali fields (fig. 2.5c) and present a metaluminous character, seen in AN/K versus A/CNK diagram (fig. 2.5d).

Trace and rare earth elements contribute to understanding nature of magmatism in metamorphic and deformed rocks. In Y + Nb versus Rb diagram (fig. 2.6a), most samples plot inside within plate granites field (WPG) and some in the transition to volcanic arc granite field (VAG). In REE spidergram (fig. 2.6c), metavolcanic rocks present discrete Eu anomaly and little fractionation. LREE show gentle sloped pattern and HREE show a flat pattern. In addition, strong Nb, Ta, Sr, Ti and P negative anomalies are observed in multi-element diagram (fig. 2.6d). In Y versus Sr/Y, diagram all rocks plot as normal volcanic arc rocks (“normal andesite, diorite and rhyolite”) (fig. 2.6b).

Comparing to geochemical data available for rocks of the Campinorte Domain (fig. 2.5 and 2.6), metavolcanic rocks of the sequence are very similar and strongly correlated in major, trace and rare earth elements to Type 2 magmatism described by Cordeiro et al. (2014). Type 2 magmatism is believed to have formed in a more evolved magmatic arc setting than type 1 and 3 defined by Cordeiro et al. (2014). We support the interpretation that these rocks were formed in an extensional process associated with magmatic setting with sediment melting in order to produce peraluminous magma (fig. 2.5d) and tendency to within plate rocks (fig. 2.6a) but in a lithological association typical of magmatic arcs.

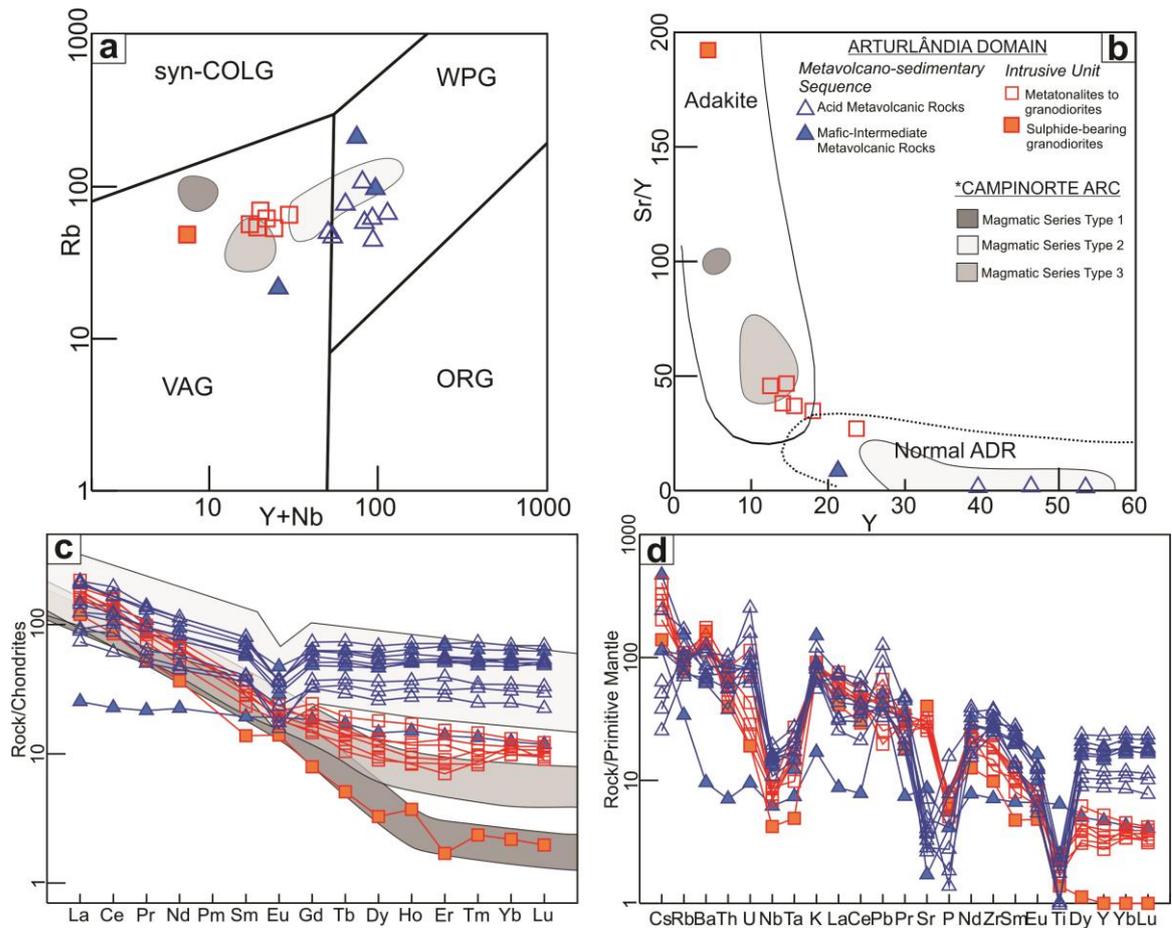


Figure 2.6 - a) Y+Nb versus Rb (tectonic classification) plot from Pearce et al. (1984). b) Y versus Sr/Y (Adakite classification) diagram from Castillo (2012). c) REE elements plot from Sun & McDonough (1989). d) Multi-element diagram from Sun & McDonough (1989) (\*Data from Cordeiro et al., 2014).

### Intrusive Unit

This sialic plutonic unit is divided in two types of magmatism based on major and trace elements. Represented by sulphide-bearing metagranodiorite, type I series have restricted occurrence. Major oxides compositions for type I are coherent with granodiorite classification and are more evolved (high SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O content) than type II described below (Fig. 2.5b). Type II magmatism is predominant in Artulândia Domain (fig. 2.2) and is represented by biotite metatonalites/metagranodiorites with major oxides varying from 66 to 70 % SiO<sub>2</sub>, 3.6 to 4.3 % Na<sub>2</sub>O, 2.6 to 3.7 % CaO and 2 to 2.8 % K<sub>2</sub>O (table 2.2). In feldspar triangle, samples plot between tonalite and granodiorite fields and no trondhjemitic signature is observed (fig. 2.5b).

Both types of magmatism present calcic-alkalic signature (fig. 2.5c). In A/CNK vs A/NK diagram, type I and II plot in transition zone between metaluminous to peraluminous.



Despite peraluminous character, aluminous minerals such as muscovite and garnet are absent (fig. 2.5d).

Origin and evolution of magmatism that formed rocks of the intrusive unit can be estimated analysing trace and rare earth elements. HREE fractionation pattern in spidergram separate magmatism of type I and II (fig. 2.6c). LREE patterns are slightly sloped in both type I and II. HREE pattern of II type magmatism is more fractionated than type I magmatism, suggesting different evolution process (fig. 2.6c). In multi-elemental trace diagram, both types show strong negative Sr anomaly but type I shows really low contents of Dy, Y, Yb and Lu (fig. 2.6d). Tectonic setting is the same for both types as observed in Y + Nb versus Rb and Y versus Sr/Y diagrams (fig. 2.6a, 2.6b). The intrusive unit plot in volcanic arc granites field (VAG) and in adakite field (magmatic arc rocks) with low ratio Sr/Y for type II.

The intrusive unit in Artulândia Domain is similar, and likely correlated, to Pau Mel Suite described by Cordeiro et al. (2014). Type I and II magmatism here described are correlated to types 1 and 3 defined by Cordeiro et al. (2014) for Campinorte domain (fig. 2.5 and 2.6). REE signature, tectonic classification, major elements classification and rock association of Campinorte and Artulândia domains, overlap in diagrams, showing a close correlation between these rocks (fig. 2.5 and 2.6). Both domains represent magmatic arcs composed of metatonalites/granodiorites associated to metavolcano-sedimentary sequences, with very similar geochemical and petrological association.

### 2.5.2 U-Pb results

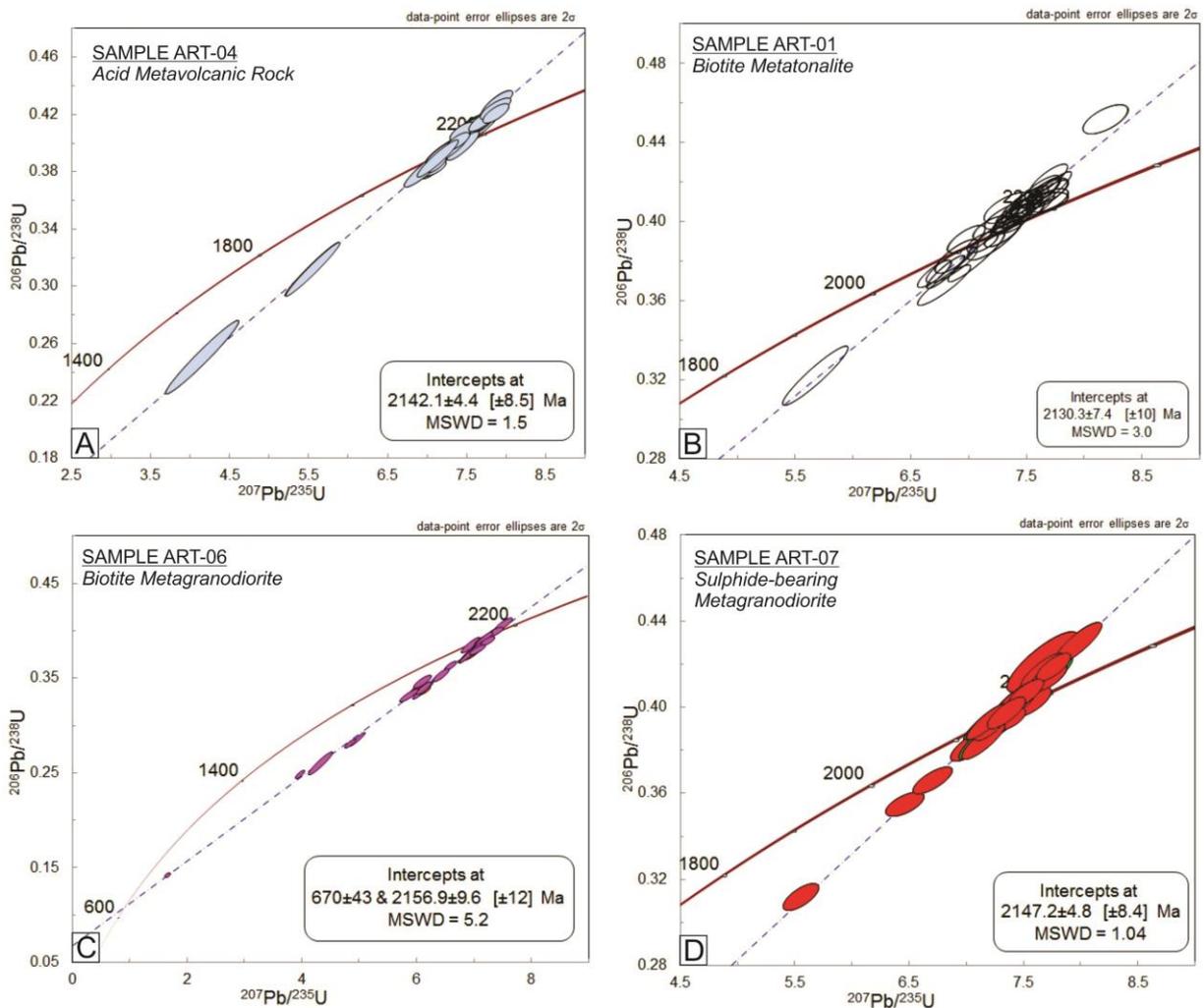
#### **Metavolcano-sedimentary sequence**

The fine-grained mylonitic rhyolitic orthogneiss (sample ART-04; table 2.3) contain three distinct zircon populations: (i) the dominant, light-brown prismatic magmatic crystals, with smooth to rounded and well-defined facies, fractured; (ii) elongate pink to brown crystals showing cores with fine magmatic zoning, surrounded by rims with irregular, patchy zoning; and (iii) metamict zircon grains. Twenty-nine spot analyses with twenty concordant dates yielded a discordia upper intercept of  $2142.1 \pm 8.5$  Ma (MSWD = 1.5), interpreted as age of crystallization (fig. 2.7a). The lower intercept may indicate opening of U-Pb system, at  $499 \pm 84$  Ma, compatible with final Brasiliano Orogeny (Pimentel et al, 2003) (fig. 2.7a).



## Intrusive Unit

Two samples from the main metatonalitic-granodioritic association (type II magmatism) were investigated (fig. 2.7b; table 2.4 and fig. 2.7c; table 2.5). Sample ART-01 is a biotite metatonalite, with light brown to yellowish prismatic zircon grains with rounded to well-defined faces, fractured with diffuse magmatic zonation. Thirty-six spot analyses with nine discordant ages provided a discordia upper intercept age of  $2130.3 \pm 10$  Ma (MSDW = 3.0) (fig. 2.7b), interpreted as being representative of the crystallization age.



**Figure 2.7 - Concordia diagrams for LA-ICP-MS analyses of zircon grains from a) Metavolcano-sedimentary sequence acid metavolcanic rock, b) Intrusive unit metatonalite, c) Intrusive unit metagranodiorite and d) Sulphide-bearing metagranodiorite sample.**



The other sample (ART-06) is a quartz rich metagranodiorite. Zircon grains are light brown to yellow, prismatic rounded with well-defined faces, much fractured, present diffuse magmatic zonation and commonly show a metamorphic rim. Thirty-two spot analyses carried out by LA-ICP-MS, with sixteen concordant ages yielded a discordia upper intercept age of  $2156.9 \pm 12$  Ma (MSWD = 5.2) (fig. 2.7c), which represents crystallization age of the magma. The lower intercept, at  $670 \pm 43$  Ma (fig. 2.7c), indicates U-Pb opening system during the Brasiliano event (Pimentel et al, 2003).

A third sample (ART-07) was analysed in the LA-ICP-MS, from the intrusive unit (fig. 2.7d; table 2.6). The sample is a sulphide-bearing metagranodiorite (type I magmatism), individualized as a different facies. Zircon grains are pink to yellowish, prismatic, with rounded to well-defined faces, rarely fractured, but with common magmatic zonation and inclusions. Thirty-two spot analyses with eight discordant ages yielded a discordia upper intercept of  $2147.2 \pm 8.4$  Ma (MSDW = 1.04) (fig. 2.7d), interpreted as being representative of the crystallization age of the protolith.

### 2.5.3 *Sm-Nd Results*

#### **Metavolcano-sedimentary sequence**

Seven analysed samples show the Nd isotopic composition of the sequence. One sample is a metasedimentary rock (ART-27) and the other six are acid metavolcanic rocks. The metasedimentary rock sample displays isotopic composition  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  of 0.11 and  $T_{\text{DM}}$  model age of 2.34 Ga, very similar to the surrounding volcanic and igneous rocks (table 2.7). These data point to a proximal depositional site in an arc or back-arc setting. Similarity to metasedimentary Nd isotopic data from Campinorte Domain is notable (Della Giustina et al., 2009).

Metavolcanic rocks present  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  values from 0.14 to 0.15 and  $T_{\text{DM}}$  model ages are between 2.24 to 2.6 Ga.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values at  $T = 2.14$  Ga, including the metasedimentary rock sample, range from 0 to +2.29 (table 2.7). Data suggest the formation of Paleoproterozoic juvenile crust (volcanic rocks) or derivation from juvenile Paleoproterozoic crust (sedimentary rocks) (fig. 2.8).



## Intrusive Unit

Three analysed samples of metatonalites and metagranodiorites present  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios between 0.08 and 0.10.  $T_{\text{DM}}$  model ages vary between 2.14 and 2.31 Ga (table 7).  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for the intrusive unit, at  $T = 2.14$  Ga, range from +0.58 to +3.18, all positive, also indicating the formation of a Paleoproterozoic juvenile crust (fig. 2.8).

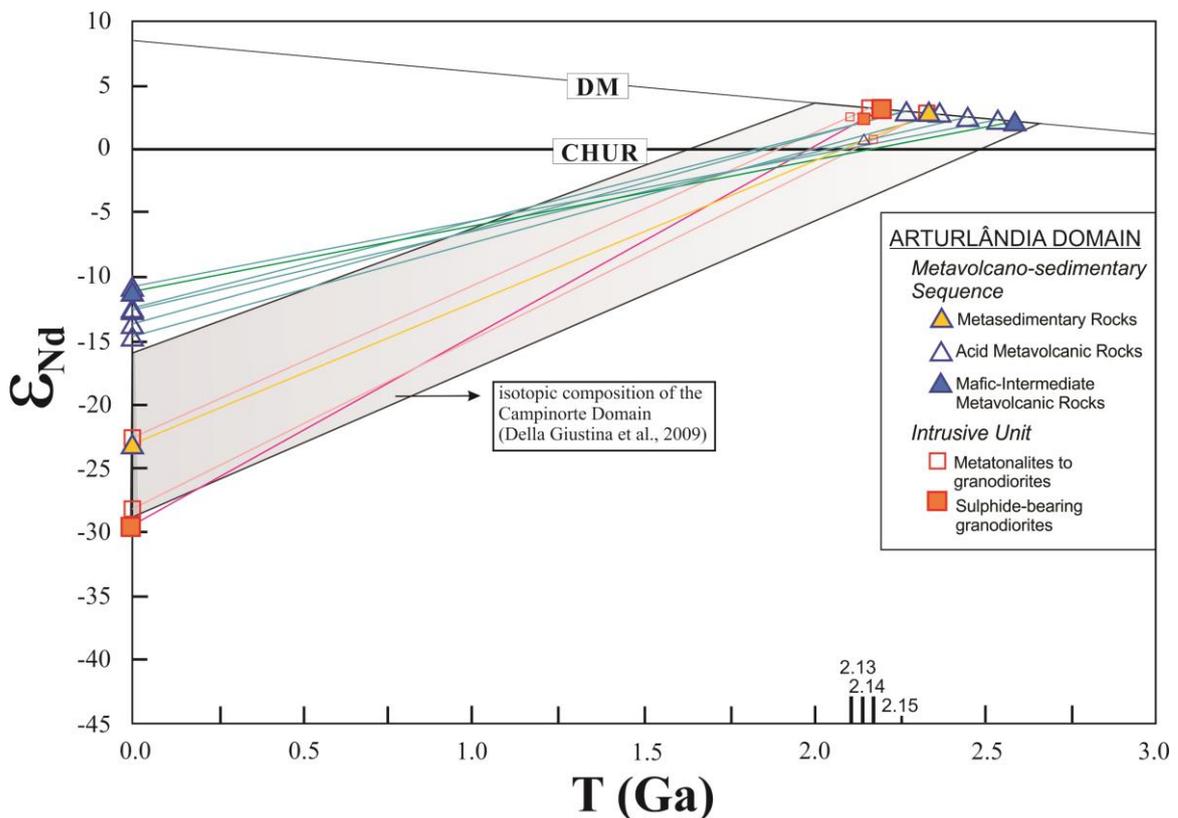


Figure 2.8 - Nd isotopic evolution diagram for Artulândia Domain comparing isotopic compositions of metavolcano-sedimentary sequence and intrusive rocks. Composition of Campinorte Domain are show (Della Giustina et al. (2009)).

## 2.6 Discussion

### 2.6.1 Significance of Artulândia Domain

The metavolcano-sedimentary sequence is a bimodal felsic dominated by subaqueous volcanic magmatism with subordinate chemical and clastic sedimentation. Characteristic of within plate magmatism, age, tectonic context and direct correlation to the plutonic arc rocks, indicate that this rocks were formed in a back-arc (rift) basin of a magmatic arc setting. The metasedimentary rocks are at the top of the metasedimentary sequence. The metavolcanic rocks are metaluminous (basic to intermediate) to peraluminous (acid) rocks, predominating



the calci-alkaline signature but some mafic rocks show toleitic signature (fig. 2.5). These peraluminous volcanic rocks, with WPG signature, with medium negative Europium anomaly rocks were formed with an important sialic lithospheric contribution, corroborating to the active margin setting. These rocks are product of melting of mafic rocks, such basalts, them of the typical volcanic rocks produced by island arcs with none Eu anomaly and strong fractioning between LREE and HREE.

Data presented in this paper support the existence of a Paleoproterozoic Magmatic Arc east of the Rio Maranhão fault, formed between 2.16 – 2.13 Ga. The arc is composed by juvenile (fig. 2.8), calc-alkaline, weakly-peraluminous, adakitic like metagranites with two distinct series of magmas (fig. 2.5 and 2.6). This series are associated to the same granitic suite but generated in different times, type I event represents an older and more primitive magmatism, while type II represents an event of more expressive generation of magmatism. The absence of mafic magmatism in this setting may suggest that the magmatic arc was formed in an active margin setting. Forearc and back-arc basins developed along this arc system. Erosion of the magmatic arc provided sediment to the basins: these sediments interbedded with manganese-silica rich sediments and volcanic rocks form the volcano-sedimentary sequence in a back-arc setting.

#### 2.6.2 Correlation with the Goiás Massif and links with other Paleoproterozoic Domains

Paleoproterozoic Provinces worldwide are responsible for important episode of crustal formation and accretion. The Rhyacian period (~ 2.2-2.0 Ga) is represented in many areas around the world, including South American Platform. The search for geological similarities among geographically distinct areas is important to the recognition and knowledge of a pre-Columbia supercontinent (2.1-1.8 Ga) (Zhao et al., 2002; Brito Neves & Fuck, 2014).

The compilation shown on figure 2.9 summarizes Artulândia Domain U-Pb zircon data in comparison with published Rhyacian rock ages in Brasília Belt. Artulândia Domain presents numerous coeval rocks in Brasília Belt such as Campinorte Sequence (~2.18 Ga) and Pau de Mel Suite (~2.17 Ga) (Della Giustina et al., 2009; Cordeiro et al., 2014), Aurumina Suite (~2.15 Ga) (Botelho et al., 2006; Alvarenga et al., 2007), Conceição do Tocantins metagranite rocks basement (~2.2 Ga) (Sousa, 2015), and Silvânia arc with felsic metavolcanic rocks (~2.11 Ga) and Jurubatuba Granite (~2.09 Ga) (Fischel et al., 2001).



Aurumina Suite, despite its chronocorrelation to Artulândia Domain, is a syn- to post orogenic suite characterized by extensive peraluminous magmatism (Botelho et al., 2006; Alvarenga et al., 2007). This suite may represent the syn-collisional stage that followed the magmatic arc established in Almas-Conceição do Tocantins (Sousa, 2015) between 2.18 – 2.2 Ga, in a very similar tectonic setting of Artulândia Domain.

Campinorte and Artulândia Domains share the same lithological association, geochemical signature, and are very proximal at age. Comparing available data from Campinorte Domain (Della Giustina et al., 2009) with data presented in this paper, it is clear that both domains present great genetic similarity and share almost the same  $T_{DM}$  model ) ages (2.1 – 2.6 Ga) and  $\epsilon_{Nd}$  values (-1.7 - +3.4) (Fig. 2.8). We consider that Campinorte and Artulândia domains were formed in the same tectonic setting called Campinorte Arc (Cordeiro et al., 2014), establishing a complex Paleoproterozoic magmatic arc with granulite formation and metamorphic peak around 2.10 Ga (Cordeiro et al., 2014).

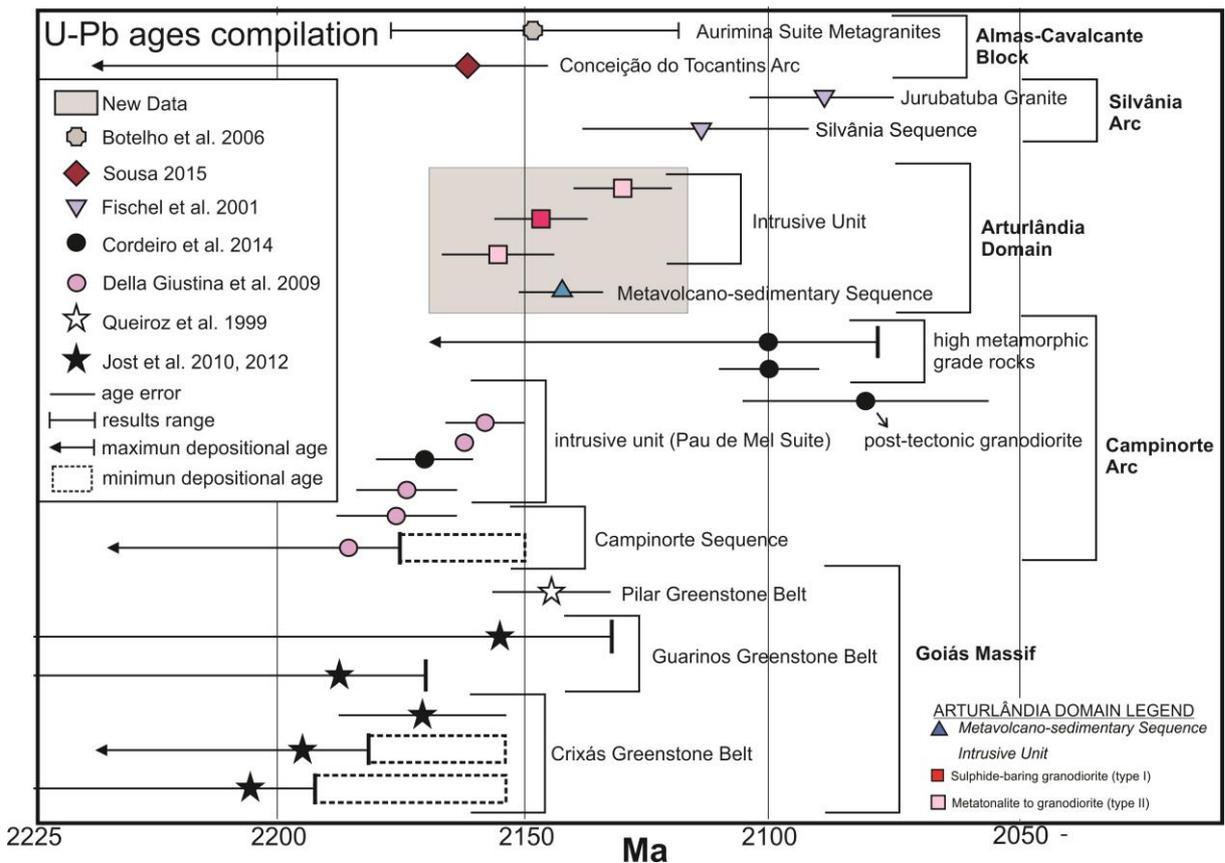


Figura 2.9 - Paleoproterozoic U-Pb zircon ages compilation for Brasília Belt. (Queiroz et al., 1999; Fischel et al., 2001; Botelho et al., 2006; Della Giustina et al., 2009; Jost et al., 2010, 2012; Cordeiro et al., 2014; Sousa et al., 2015).



Based on geochronological and geological description we assume that Silvânia Arc could be a younger (2.14 – 2.08 Ga) (fig. 2.9) or incomplete continuity of the magmatic arc setting seen in Campinorte Arc (2.19-2.08 Ga), established during Rhyacian (fig. 2.9). Rio do Peixe sequence is correlated to metavolcano-sedimentary sequence found in Artulândia, as it presents metavolcanic, clastic and chemical metasedimentary rocks with important base metals anomalies (Thomé Filho et al., 1994; Moreira et al., 2008).

The Campinorte Arc, beginning and closure, occurred within a time span (2.18-2.08 Ga) of 100 Ma. It is an important Paleoproterozoic crust formation event in Tocantins Province and shows interesting implications for the agglutination of a Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent (Nuna, Atlantica, Columbia; Unrug, 1996; Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2006; Evans and Mitchell, 2011). Understanding Paleoproterozoic geological evolution is essential to understand Brasília Neoproterozoic Fold Belt development.

Geological, geochemical and geochronological data presented in this paper are important to compare Artulândia Domain with other Paleoproterozoic orogens: Birimian Belt, West African Craton (Tapsoba et al., 2013) and Guiana Shield, in South America (Theveniaut et al., 2006), as these domains are Rhyacian magmatic arcs. The Birimian Belt is composed by a greenstone belt comparable to the metavolcano-sedimentary sequence described here (Hein et al., 2004) and intruded by several juvenile granitic plutons, with U-Pb ages ranging from 2.15 to 2.19 Ga (Hirdes & Davis, 2002; Tapsoba et al., 2013), compatible with the ages obtained for the intrusive unit of the Artulândia Domain. Moreover, the Guiana Shield has Paleoproterozoic greenstone belts similar to Artulândia metavolcano-sedimentary sequence and associated plutonic unit ranging from 2.18 to 2.13 Ga (McReath & Faraco, 2006; Theveniaut et al., 2006; Voicu et al., 2001).

### *2.6.3 Basement of Neoproterozoic Brasília Fold Belt*

Rio Maranhão Fault divides Archean to Mesoproterozoic rocks compose Brasília Belt basement in two major blocks: east of it, basement is São Francisco Craton western margin (Cavalcante-Natividade Block), and west of it, basement is an allochthonous exotic terrane (Goiás Massif), agglutinated to São Francisco Craton margin during Neoproterozoic (Fuck et al., 2014). This idea considers these two blocks were attached at the beginning of Brazilian Orogeny, coeval with Brasília Belt development (Soares et al., 2006; Brito Neves and Cordani, 1991; Valeriano et al., 2008; Pimentel et al., 2011; Ferreira Filho et al., 2010). Indirect methods



support this proposition, showing seismic, tomography and gravimetric contrast between these two blocks and considering Rio Maranhão Fault a collisional suture zone (Assumpção et al. 2004; Soares et al., 2006).

An alternative theory, proposed by Cordeiro (2014) suggests the blocks are actually part of the São Francisco-Congo paleocontinent, formed during the formation of a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent (Cordeiro, 2014; Zhao et al., 2002), (fig. 2.10). Cordeiro (2014) based in evidences that this blocks were already together during Brazilian Orogeny Event. Silva et al. (2008) published detailed geological-structural study on Rio Maranhão Fault, arguing against its characterization as collisional suture zone. Marques (2010) mentioned Araí-Serra da Mesa groups lateral correlation in different sides of the fault and the occurrence of Paranoá Group rocks within the Brasília Belt internal zone as evidences for Rio Maranhão Fault to be an intraplate fault. The western extension of São Francisco paleoplate was widely affected by Brasiliano Neoproterozoic Orogeny and Rio Maranhão Fault developed in this context (fig. 2.10).

In this paper we show that Paleoproterozoic Campinorte Arc, in Goiás Massif, west of Rio Maranhão Fault (Della Giustina et al, 2009; Cordeiro et al, 2014) presents lateral correlated rocks (Artulândia Domain) in allochthonous internal zone, east of the Rio Maranhão Fault. This fact supports the hypothesis that Rio Maranhão Fault is a Neoproterozoic intraplate fault and that São Francisco Craton paleoplate extends beneath Brasília Belt sedimentary layers up to the edge of Goiás Magmatic Arc (fig. 2.10). Erosion of these Paleoproterozoic terranes would concur with data from Pimentel et al. (2011), Matteini et al. (2012) and Chemale et al. (2012) showing major juvenile rhyacian sediments sources for the Mesoproterozoic Paranoá Group, Juscelância Sequence in Brasília Belt and Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup units in São Francisco Craton.

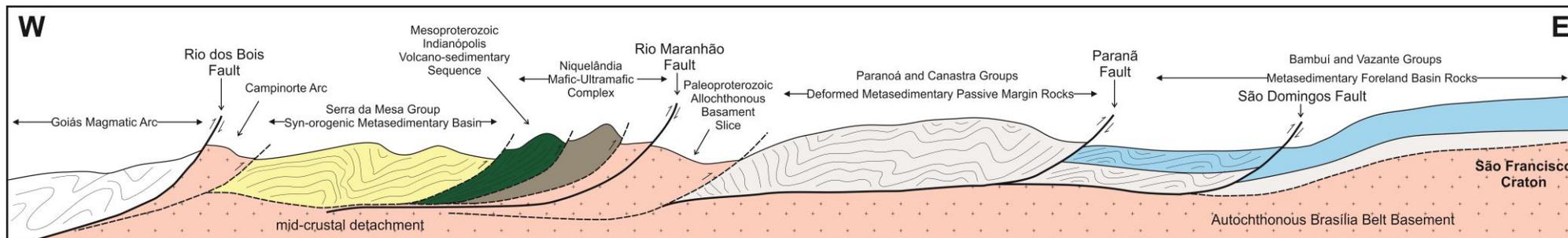


Figure 2.10 – Schematic geological section for WE Brasília Belt segment. Location marked on figure 01.



## 2.7 Conclusion

Based on new geological, geochemical and geochronological data present in this paper and previously published data we conclude:

- The existence of lithological association composed by Paleoproterozoic intermediate to acid plutonic rocks, acid to mafic volcanic rocks, chemical and clastic sedimentary rocks in the allochthonous internal zone of Brasília Belt, east of Rio Maranhão Fault. This suggests a Paleoproterozoic magmatic arc with a back-arc in marine depositional environment.
- Geochemical and geochronological data are compatible with the proposed magmatic arc setting. Data show a juvenile formation (positive values for  $\epsilon_{Nd}$ ) for these rocks and minor or none contribution from Archean rocks ( $T_{DM}$  values ranging from 2.6 to 2.14 Ga). Rhyacian ages obtained suggest an episode of crustal growth between 2.13-2.16 Ga, allochthonous during formation of Brasília Belt.
- Artulândia Domain characteristics are similar and comparable to other Paleoproterozoic provinces in South America and around the world. Birimian Belt in West African Craton and Rhyacian belts in Guiana Shield are examples.
- Artulândia Domain shares geological characteristics and tectonic setting with Campinorte Arc. Both are correlated to Silvânia Arc, in Internal Zone, and to Conceição do Tocantins terrane. Thus, it is possible all these domains represent a Rhyacian orogeny and were part of one single block during Brasiliano Event.
- Based on the lateral continuity of Campinorte Arc to Artulândia Domain, we do not support Rio Maranhão Fault as collisional suture. Alternatively, we propose that Rio Maranhão Fault is better classified as an intraplate fault. Therefore, Campinorte Arc already was part of São Francisco Paleoplate during Brasiliano Event.



### **3. O DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Cu ± (Ag - Bi)) VULCANOGÊNICO ARTULÂNDIA, ARCO MAGMÁTICO PALEOPROTEROZÓICO CAMPINORTE, BRASIL CENTRAL.**

#### **3.1 Introdução**

A era Paleoproterozóica foi um período de mudanças profundas na evolução geológica do planeta e representou o primeiro ciclo de formação de supercontinentes (Reddy & Evans, 2009). Existe coincidência temporal entre formação de crosta continental juvenil no Paleoproterozóico e ocorrências minerais de importância econômica, como depósitos de ouro orogênico (Goldfarb et al., 2001), depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (Mercier-Langevin et al., 2014a) e depósitos de cobre pórfiro (Sillitoe, 2010). Essas ocorrências são consequência do aumento na convecção mantélica ligada a uma série de plumas e/ou formação de novas placas tectônicas (Reddy & Evans, 2009).

Rochas Paleoproterozóicas representam cerca 54%, em área, de toda a Plataforma Sul-Americana e contém importantes depósitos minerais de mesma idade (Teixeira et al., 2007). Na Faixa Brasília, os domínios Paleoproterozóicos ainda não apresentam depósitos economicamente significativos, com exceção da mina Buraco do Ouro, em Cavalcante-GO, que está associado com a intrusão de granitos peraluminosos paleoproterozóicos (2.15 Ga). De acordo com Botelho & Moura (1998), esse depósito foi gerado por processos similares aos envolvidos na mineralização aurífera em sistemas relacionados com a intrusão de granitoides reduzidos (*reduced intrusion-related gold systems*). Neste sentido, o entendimento do contexto tectônico e gênese da mineralização de Artulândia vem contribuir para a elaboração de novos vetores prospectivos nas rochas paleoproterozóicas da Faixa Brasília.

No mundo, cerca de 20% dos depósitos vulcanogênicos estão relacionados à produção de crosta juvenil no período entre 2.2 – 1.9 Ga (Mercier-Langevin et al., 2014a). Depósitos vulcanogênicos ou VHMS (*Vulcanic Hosted Massive Sulfide*) representam a maior fonte de metais base e podem apresentar conteúdo economicamente significativo de metais preciosos. Importantes depósitos do tipo VHMS de idade Pré-Cambriana, como Geco – Canadá, de idade Arqueana (Galley et al., 2007) são hospedados em rochas máficas em sequências de *greenstone belts* de idade Arqueana/Paleoproterozóica.

Neste estudo, apresentamos o contexto geológico regional da área em torno do depósito Artulândia e caracterizamos a mineralização, interpretando ambiente tectônico formador do



depósito. O estudo foi feito com base em descrição detalhada das rochas, incluindo mineralogia e textura, além de isótopos de enxofre e dados geoquímicos. Artulândia é um depósito de sulfetos polimetálicos de Zn, Pb, Cu (Ag, Bi), localizado na região norte da Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000) em rochas paleoproterozóicas do embasamento da Faixa Brasília (Fig. 3.1). A ocorrência foi descoberta em 2012 e está em propriedade da empresa canadense *Brazil Resources Inc.*

### 3.2 Contexto Geológico Regional

O depósito Artulândia ocorre na Zona Alóctone Interna da Faixa de Dobramentos Neoproterozóica Brasília, Província Tocantins (Valeriano et al., 2008). A Faixa Brasília é interpretada como resultado da convergência entre os paleocontinentes São Francisco e Amazônico durante orogenia Brasileira (Fuck et al., 1994). O depósito ocorre especificamente na Sintaxe dos Pirineus, estrutura côncava que representa a intersecção entre dois cinturões dobrados não-paralelos, de diferentes idades e estilos deformacionais formados durante a Orogenia Brasileira (900 – 540 Ma) (Araújo Filho, 1999; 2000) (Fig. 3.1). A Sintaxe se divide em Domínio Norte, o mais novo e estreito, e Domínio Sul, o mais velho e mais complexo (Araújo Filho, 1999; 2000). O depósito se encontra no Domínio Norte, adjacente à Sintaxe dos Pirineus (Fig. 3.1).

Os limites da área de ocorrência do depósito, denominada de Domínio Artulândia (2.15-2.13 Ga), são estabelecidos pela Falha do Rio Maranhão a norte, e por rochas de diferentes contextos tectônicos nas demais direções. A norte do Domínio Artulândia são observadas rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto (~760 Ma) (Ferreira Filho et al., 2010); a oeste, afloram rochas dos complexos TTGs e *Greenstone belts* do Maciço de Goiás (2.8 – 2.2 Ga) (Jost et al., 2010); a sul, afloram rochas do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu (760 - 650 Ma) e Sequência Vulcanossedimentar Rio do Peixe (Piuzana et al., 2003; Araújo Filho, 2000) (Fig. 3.1).

Imbricadas tectonicamente no Domínio Artulândia, são encontradas rochas metassedimentares do Grupo Araxá (~650 Ma) (Pimentel et al., 2011) (Fig. 3.2) e rochas da Sequência Vulcanossedimentar Rio do Peixe (Fig. 3.2) (Thomé Filho, 1994; Araújo Filho, 1999; 2000). Estas rochas apresentam estruturação sub-horizontal com caimento para N-NW. Contatos entre essas unidades são por zonas de cisalhamento (Fig. 3.2).

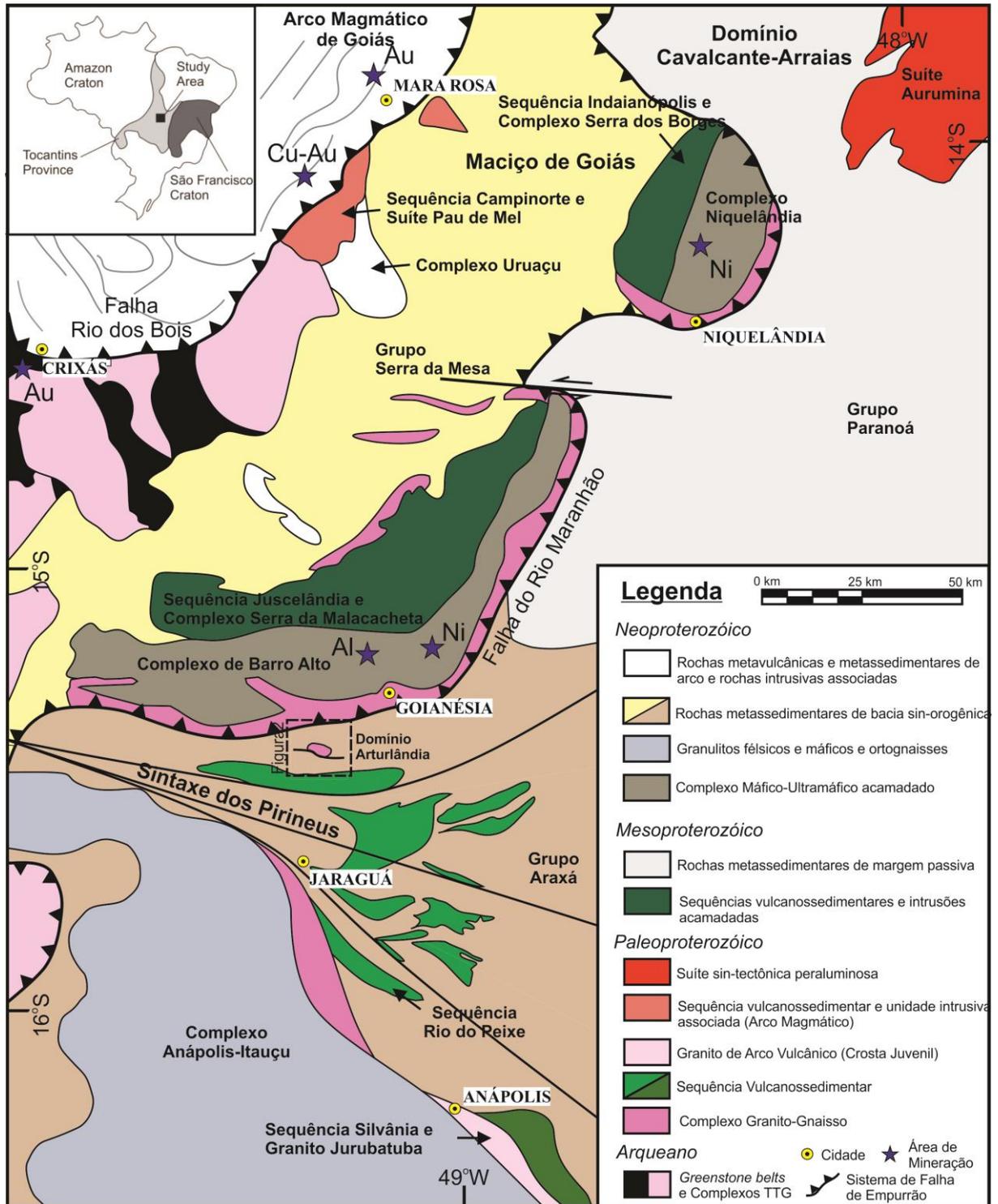


Figura 3.1 - Mapa Geológico esquemático da região noroeste da Faixa Brasília e importantes minas nesta região. (modificado de Valeriano et al., 2008; Cordeiro et al., 2014; Araújo Filho 1999; Ferreira Filho et al., 2010; Fuck 1994).



### 3.2.1 Domínio Artulândia (Arco Magmático Campinorte)

O Domínio Artulândia representa extensão de arco magmático Paleoproterozóico caracterizado inicialmente na região de Campinorte (Della Giustina et al., 2008; Cordeiro et al., 2014). Esse domínio aflora como “lascas” de embasamento de rochas metassedimentares Neoproterozóicas da Faixa Brasília, exposto durante orogenia Brasileira. O domínio consiste em sequência metavulcanossedimentar e intrusões tonalíticas-granodioríticas associadas. Rochas da sequência metavulcanossedimentar hospedam o depósito aqui apresentado (Fig. 3.2).

A sequência metavulcanossedimentar Artulândia é constituída de rochas metavulcânicas félsicas que variam de riolitos a dacitos e, em menor proporção, rochas metavulcânicas básicas. Ainda na sequência, são encontradas lentes de rochas metassedimentares químicas (metacherts, xistos grafitosos, BIFs) e rochas metassedimentares clásticas (biotita-muscovita xistos e clorita xistos) (Capítulo 02). As rochas vulcânicas félsicas são dominantes. Essas rochas têm assinatura geoquímica de ambiente tectônico anorogênico, porém, em associação direta com rochas plutônicas de arco. Análise U-Pb em zircão do ortognaisse dacítico indica idade de  $2.142.1 \pm 8.5$  Ma (Capítulo 02) (Fig. 3.2).

As rochas intrusivas que compõem o Domínio Artulândia afloram na forma de corpos quilométricos arredondados representados por biotita metatonalitos a metagranodioritos equigranulares pouco deformados (Fig. 3.2). Esses granitoides são classificados como do Tipo I (Ígneo) e exibem caráter geoquímico cálcio-alcálico de ambiente tectônico de arco magmático (Capítulo 02). Idades U-Pb em zircão obtidas para essas rochas apresentaram três valores distintos:  $2.156.9 \pm 12$  Ma para biotita metagranodiorito,  $2.147.2 \pm 8.4$  Ma para metagranodiorito rico em sulfetos e  $2.130.3 \pm 10$  Ma para biotita metatonalito (Fig. 3.2) (Capítulo 02).

De maneira geral, as rochas vulcânicas e plutônicas do Domínio Artulândia apresentam valores de  $\epsilon_{Nd}$  predominantemente positivos (-0.01 à +3.18) e  $T_{DM}$  entre 2.43 e 2.14 Ga. Estes dados, combinados com dados de litogeoquímica, permitem concluir que essas rochas foram geradas durante episódio de formação de crosta juvenil, em contexto tectônico de arco magmático Paleoproterozóico, ao qual se associa ambiente *back-arc* restrito marcado pela deposição de sequência vulcanossedimentar. Esse ambiente seria compartilhado pelas rochas descritas no Domínio Campinorte (Fig. 3.1) (Cordeiro et al., 2014) formando o Arco Magmático Campinorte de idade Riáciana (Capítulo 02).

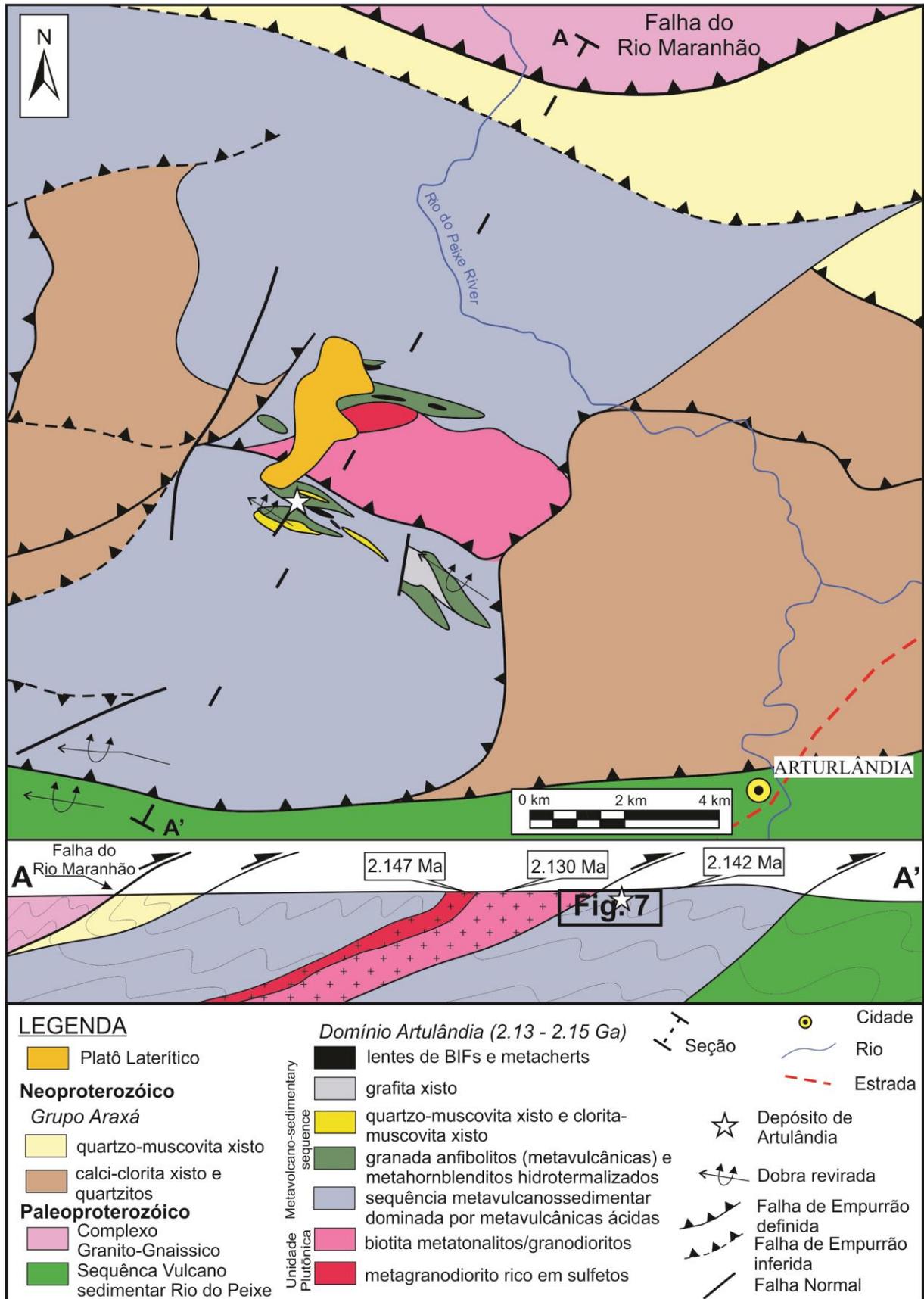


Figura 3.2 – Mapa e perfil geológico do Domínio Artulândia e localização da principal zona mineralizada. (Modificado de Moreira et al., 2008, Araújo Filho, 1999).



O quadro da figura 3.3 apresenta o resumo de dados para o Domínio Artulândia e sua interpretação tectônica (Fig. 3.3) (Capítulo 02):

Unidade	Rochas	Características Geoquímicas	Idade U-Pb	$\epsilon_{Nd}$ ( $T_{DM}$ )	Contexto Tectônico
Sequência Metavulcanos sedimentar	Metavulcânicas Félsicas	Riolitos e dacitos; peraluminosas; anomalia de Eu fraca	2.142 Ma	+2.29 a +0.78 (2.43-2.24 Ga)	back-arc Continental
	Metavulcânicas Máficas	Basaltos e andesitos; calci-alcálicas a toleíticas; metaluminosas; anomalia de Eu		-0.01 (2.6 Ga)	
	Metassedimentares Clásticas			+0.63 (2.34 Ga)	
Rochas Intrusivas	Metatonalitos	calci-alcálicas; similaridade adakítica; meta/peraluminosas; enriquecimento de ETRs leves maior que pesados	2.130 Ma		Arco Continental
	Metagranodioritos	calci-alcálicas; similaridade adakítica; meta/peraluminosas; enriquecimento de ETRs leves maior que pesados	2.156 Ma	+3.18 a +0.58 (2.14-2.31 Ga)	
	Metagranodioritos sulfetados	calci-alcálicas; similaridade adakítica; meta/peraluminosas; enriquecimento de ETRs leves muito maior que pesados	2.147 Ma		

Figura 3.3 - Resumo das informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas do Domínio Artulândia.

### 3.3 Procedimentos Analíticos

Foram utilizadas amostras de afloramento coletadas durante mapeamento geológico, amostras de testemunhos de sondagem de zonas ricas em núcleos de sulfetos maciços e de testemunhos das alterações hidrotermais. Amostras selecionadas foram britadas e pulverizadas em moinho vibratório, utilizando panela de vídia (liga de Co e W) e ágata ( $\text{SiO}_2$ ) e depois separadas em alíquotas de 200g para análise de elementos maiores e traços, incluindo ETRs, Zn, Pb, Cu, Ag e Au, no Laboratório ACME *Analytical Laboratories Ltd.*, Vancouver, Canada. Valores de elementos traços e ETRs foram determinados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) enquanto elementos maiores foram determinados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*). A concentração de Au foi determinada por *fire assay*.

Foram analisados esfalerita, galena, pirita, calcopirita, óxidos, carbonatos e ainda anfibólios, granadas e cloritas em Microsonda Eletrônica modelo JEOL JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, operando com 20 Kv, 20 nA e tempo de contagem de 10s. A análise da composição química dos minerais utiliza a intensidade de raios-X emitidos pelo mineral. Essa quantidade é comparada com intensidades de minerais padrões (de composição conhecida) e expressa em porcentagem peso de óxidos. Esse processo é chamado de Dispersão por Comprimento de Onda (WDS).

Para a determinação de valores  $\delta^{34}\text{S}$ , foram separadas amostras sulfetadas representativas das zonas de alteração relacionadas à mineralização. Destas amostras, sulfetos foram separados



manualmente para a análise. Os sulfetos separados foram pirita e esfalerita. Em seguida as seções são analisadas por LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O tamanho do feixe de laser utilizado na medição é de 65  $\mu\text{m}$ , com energia de 38 %, equivalente a 0,98 J/cm<sup>2</sup> e frequência de 9 Hz. O resultado obtido são as razões  $\delta^{34}\text{S}$  ‰ V-CDT.

### 3.4 O Depósito Polimetálico de Artulândia

A ocorrência polimetálica de Artulândia foi descoberta em 2012 pela *Brazil Resources Inc.*, que desde então vem conduzindo os trabalhos de exploração na região. Até o momento, foram realizados trabalhos de mapeamento geológico, geoquímica de solo, geofísica terrestre e furos por sondagem rotativa, que totalizaram cerca de 1500 metros de testemunhos amostrados. Conceitualmente, a ocorrência de Artulândia deveria ser enquadrada como um prospecto mineral em fase de investigação, cujas etapas exploratórias até então realizadas permitiram definir com clareza a relação espacial entre a zona mineralizada — rochas hospedeiras (*host rocks*) e o seu envelope de rochas alteradas hidrotermalmente — e as rochas encaixantes inalteradas (*wallrocks*). No entanto, no presente trabalho será adotada a denominação “depósito Artulândia” para a ocorrência de Artulândia, mesmo sabendo que esse enquadramento demandaria ainda algumas informações complementares (teor, recurso, reserva) para a caracterização mais precisa do depósito.

O depósito Artulândia ocorre em contexto geomorfológico de relevo acidentado, onde se destacam elevações de corpos graníticos arredondados a elípticos (*inselbergs*) em meio a depressões marcadas pela presença, em maior proporção, de rochas metavulcânicas e metassedimentares. A descoberta do depósito Artulândia está diretamente ligada à evolução pedogenética laterítica da região, uma vez que as zonas mineralizadas aflorantes e ricas em sulfetos são marcadas pela presença de *gossans* (Fig. 3.4) que são identificados por carapaças ferruginosas espessas que se destacam pela forte intensidade de cores que variam desde tons alaranjados a ocre escuro (Taylor, 2011) (Fig. 3.4). No interior dessas concreções de oxihidróxidos de ferro, ocorrem núcleos reliquiais de sulfetos representados por galena e pirita (Taylor, 2011). O contexto de ocorrência dos *gossans* é marcado ainda por fortes anomalias geoquímicas em solo, onde se destacam os elevados valores de Zn, Pb, Cu, Ag, Bi, Hg, Au e Sn.

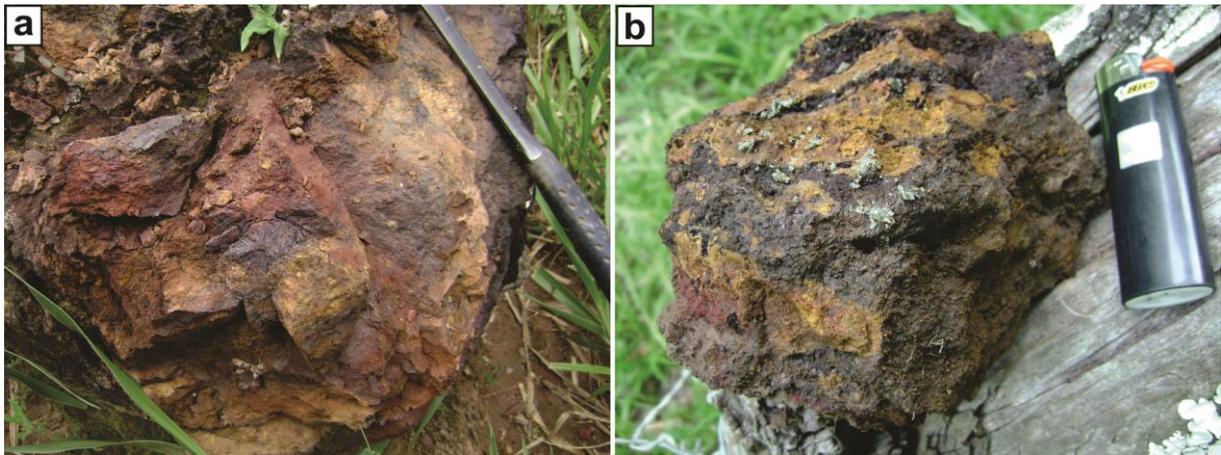


Figura 3.4 - Amostras de gossan encontradas na região onde aflora o depósito polimetálico de Artulândia.

Informações de afloramentos e de testemunhos por sondagem mostram a existência de núcleos de sulfetos maciços e sulfetos disseminados apresentando geometria lenticular e disposição concordante a subconcordantes com as rochas hospedeiras e encaixantes de natureza metavulcânica (Fig. 3.5). Tratam-se de corpos com espessura métrica que ocorrem envelopados por rochas que apresentam um zoneamento hidrotermal, às quais foi superimposta deformação intensa de baixo ângulo (Fig. 3.5) e metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito. A mineralização está delimitada por zonas de cisalhamento e brechação.

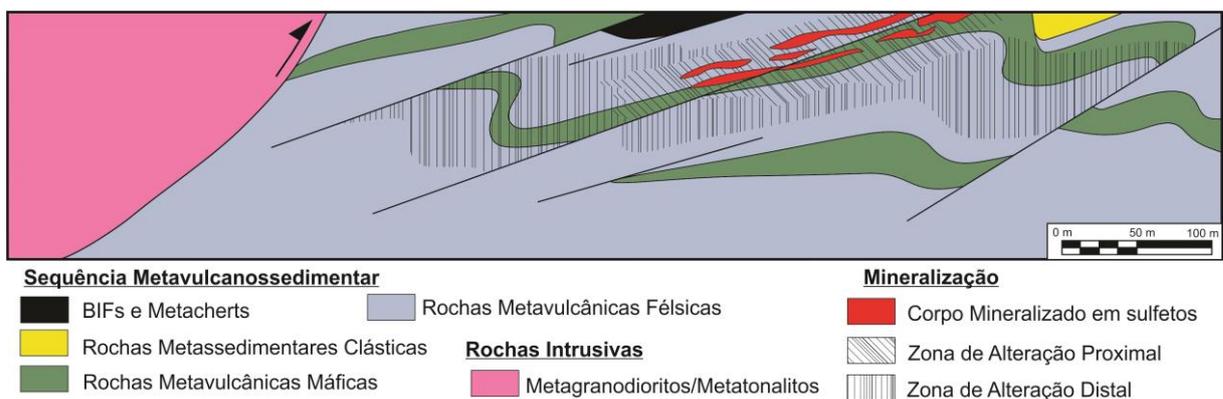


Figura 3.5 - Seção esquemática do depósito Artulândia idealizada com base em afloramentos, testemunhos de sondagem e petrografia (localização mostrada na figura 02).

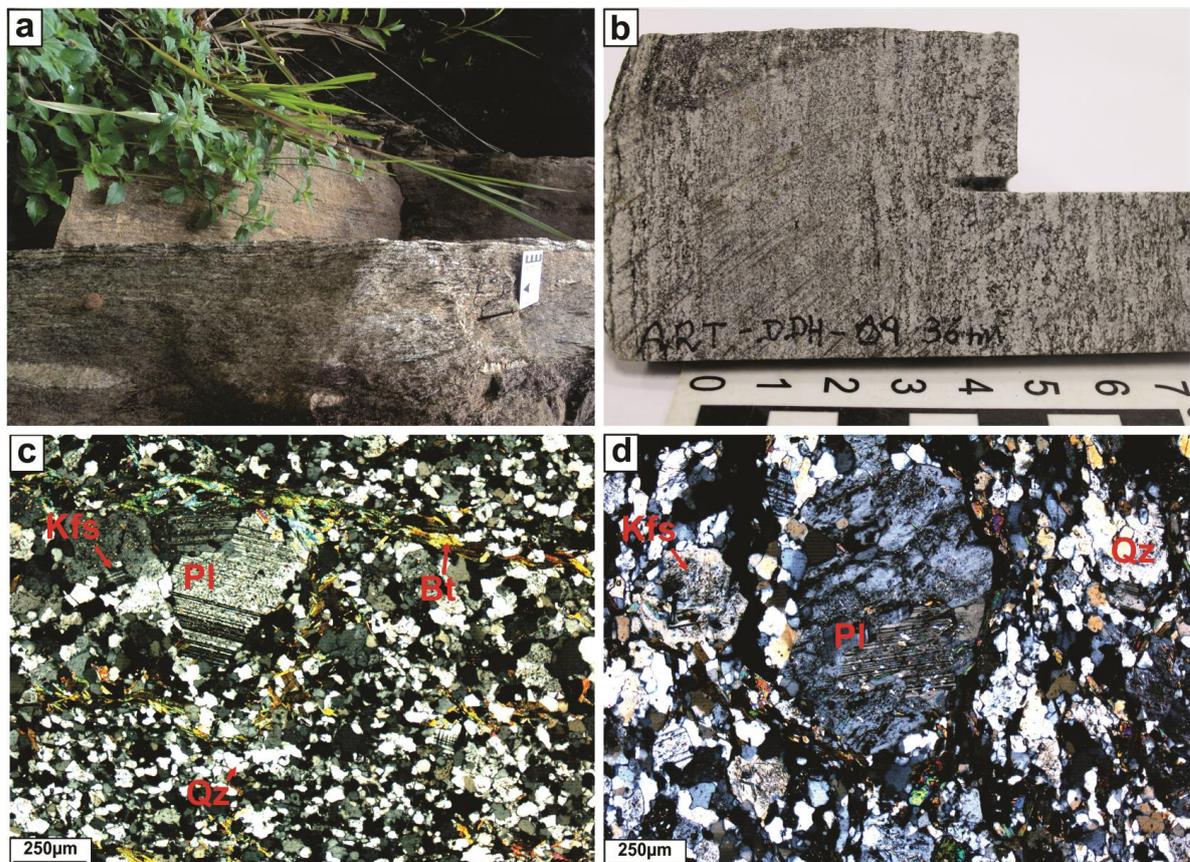
São observados estágios de alteração proximal que se estabelecem principalmente em rochas metavulcânicas máficas e se estendem por cerca de 20 metros a partir da zona intensamente sulfetada. Ocorrem ainda, alterações distais com presença de sulfetos disseminados até 150-200 m da principal zona mineralizada, estas afetam majoritariamente rochas metavulcânicas félsicas (Fig. 3.5).



### 3.4.1 Rochas encaixantes

São consideradas rochas encaixantes o conjunto de rochas que ocorrem espacialmente associadas com o depósito Artulândia, mas que não foram diretamente envolvidas pelo processo de mineralização. Essas rochas preservam parcial a totalmente as características texturais e geoquímicas do protólito ígneo hidrotermalmente alterado e, comumente, possuem baixa a nenhuma concentração de sulfetos. De maneira geral, as encaixantes são representadas predominantemente por metavulcânicas ácidas e, em menor proporção, metavulcânicas básicas e metassedimentares químicas e psamo-pelíticas finas. No entorno do depósito, a sequência de rochas metavulcano-metassedimentares mostra-se recortada por intrusões graníticas volumosas.

*Metavulcânicas ácidas (metariolitos/metadacitos)* afloram em lajedos decamétricos com estruturação em baixo ângulo (Fig. 3.6a). Essas rochas exibem macroestrutura bandada fina a muito fina marcada pela alternância de bandas com variações nas concentrações de biotita, quartzo e feldspato (Fig. 3.6a, b).



**Figura 3.6 - a)** Afloramento de rocha metavulcânica félsica onde é possível observar bandamento discreto e foliação em baixo ângulo. **b)** Amostra de testemunho de sondagem de rocha metavulcânica félsica onde é possível observar foliação difusa e textura fina. **c)** Fotomicrografia de rocha metavulcânica félsica mostrando matriz fina a média e porfiroclastos de plagioclásio. **d)** Porfiroclasto de plagioclásio em destaque parcialmente saussuritizado. (Kfs – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Bt – biotita; Qz – quartzo).



Em diagrama de classificação Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977), estas rochas compreendem, em sua maioria, como riolitos e, subordinadamente, dacitos. De maneira geral, estas rochas são constituídas por uma matriz fina a média (Fig. 3.6c) composta de quartzo (25% a 40%), biotita (10% a 20%), plagioclásio (5% a 20%) e feldspato potássico (0% a 3%), em meio a qual se destacam porfiroclastos subédricos de plagioclásio (5% a 25%) e feldspato potássico (0% a 12%) (Fig. 3.6c, d). Minerais secundários como sericita (1% a 15%), epidoto (5% a 10%) e carbonato (0% a 5%) ocorrem substituindo grãos de plagioclásio (Fig. 3.6d). Ainda são observados minerais acessórios como titanita (2%), magnetita (1% a 2%) e hematita (<1%).

*Metavulcânicas máficas* foram observadas isoladamente em intervalos métricos intercalados com rochas metavulcânicas ácidas (Fig. 3.7a). São raros os intervalos onde pode-se observar a assembleia não hidrotermalizada destas rochas. Em geral, as amostras de rochas máficas são acompanhadas de grandes concentrações de sulfetos e alteração hidrotermal pervasiva. É possível observar forte xistosidade e/ou crenulações e ainda dobras recumbentes isoclinais (Fig. 3.7b). Estima-se com base na assembleia metamórfica observada que estas rochas atingiram facies anfíbolito (hornblenda + epidoto ± clorita ± plagioclásio ± quartzo) e posteriormente foram expostas a retrometamorfismo em facies xisto verde (marcado por clorita), discreto (Fig. 3.7c).

Apesar do número limitado de amostras preservadas, predominado amostras com assembleias hidrotermais metamorfisadas incipientes ou ausentes, é possível estimar que as rochas metavulcânicas máficas são compostas por hornblenda (30% a 40%), biotita (10% a 30%), plagioclásio (0% a 5%), epidoto (0% a 15%), quartzo (10%) (Fig. 3.7a, c, d), que também ocorre preenchendo veios e vênulas, e clorita (10% a 20%) ocorre como mineral de alteração marcando um retrometamorfismo em facies xisto verde (Fig. 3.7c). Ainda são observados minerais acessórios como titanita (2% a 3%), esfalerita (0% a 5%), pirita (<1%) e calcopirita (<1%). A textura desta rocha, em geral, é marcada por orientação de cristais de hornblenda de tamanho médio envelopados por biotita, plagioclásio e epidoto formando sigmoides (Fig. 3.7d). Os minerais acessórios ocorrem geralmente na matriz fina. Pela concentração de anfíbólio, biotita, quartzo e plagioclásio pode-se estimar que estas rochas sejam intermediárias, porém, o verdadeiro protólito é incerto.

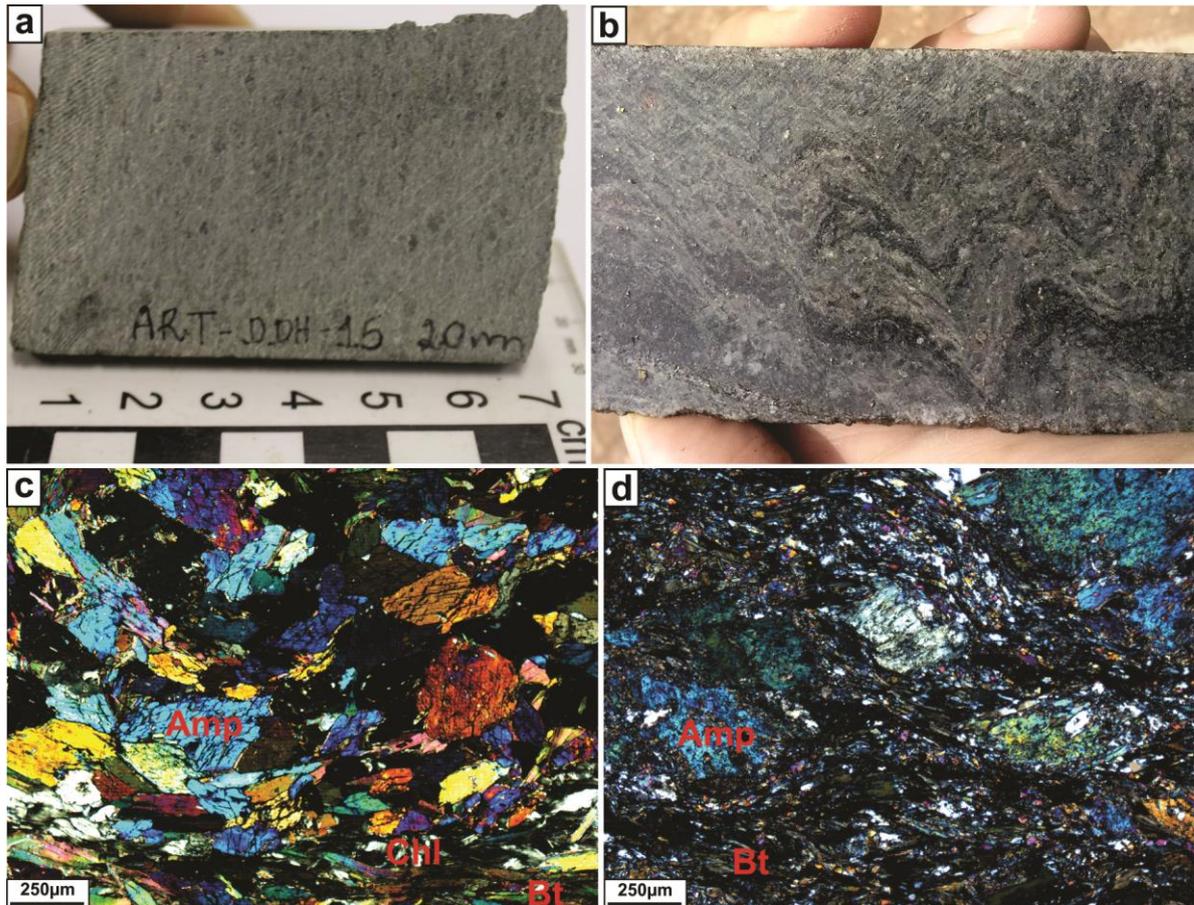
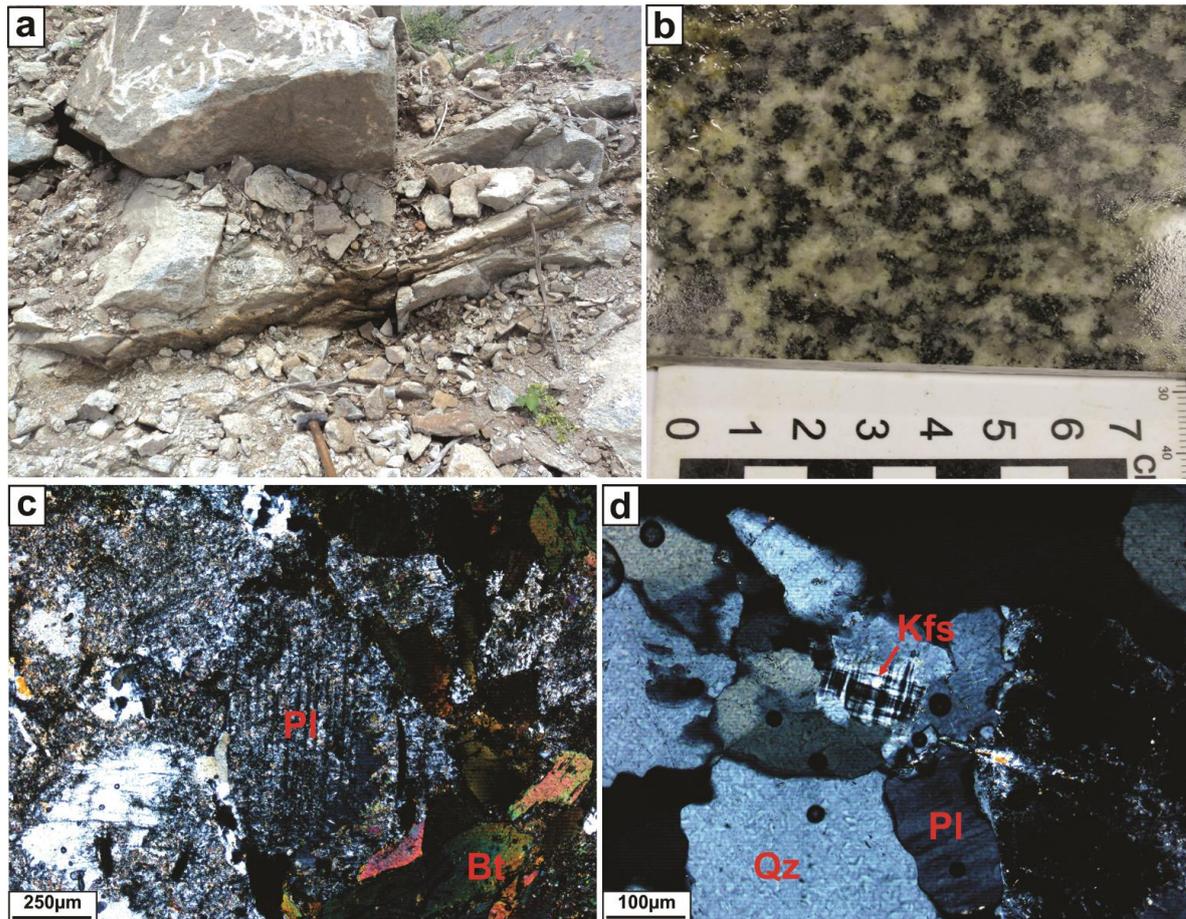


Figura 3.7 - a) Rocha metavulcânica máfica sem alteração hidrotermal observada em testemunho de sondagem. b) Intervalo de testemunho de sondagem onde se observa forte xistosidade e crenulação. c) Fotomicrografia mostrando hornblenda, biotita e clorita retrometamórfica. d) Cristais de hornblenda envelopados por biotita orientada formando sigmoides. (Amp – anfibólio; Chl – clorita; Bt - biotita).

*Metaplutônicas ácidas* são usualmente isotrópicas, equigranulares, de granulação média e afloram como blocos métricos a decamétricos (Fig. 3.8a, b). Apresentam capa de intemperismo amarronzada e por vezes são muito fraturadas. A deformação observada nestes corpos é restrita a zonas de cisalhamento métricas discretas que cortam o pluton e ocorrem em suas bordas. Estas estruturas geram foliações espaçadas difusas (Fig. 3.8a).

A composição modal estimada destas rochas é de quartzo (25% a 30%), plagioclásio (25% a 35%), microclínio (5% a 15%), biotita (10% a 20%) e epidoto (5% a 15%) como mineral metamórfico ou presente na saussuritização de plagioclásio (Fig. 3.8c, d). Clorita (0% a 2%) aparece alterando a biotita e carbonato (0% a 2%) também ocorre no processo de saussuritização. Minerais acessórios encontrados são titanita, apatita, magnetita, alanita e pirita.



**Figura 3.8 - a) Afloramento de metatonalito mostrando leve foliação causada por zona de cisalhamento. b) Amostra de biotita metatonalito isotrópico equigranular. c) Fotomicrografia mostrando grão de plagioclásio saussuritizado e ainda biotita lamelar grossa. d) Pequeno grão de microclínio em meio a quartzo. (Pl – plagioclásio; Bt – biotita; Qz- quartzo; Kfs – feldspato potássico).**

### 3.4.2 Deformação e metamorfismo

Em escala regional, a área em que se insere o depósito Artulândia consiste em uma zona de deformação com dobras e empurrões de vergência para sul-sudeste, estabelecida durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileira (Araújo Filho, 2000). Zonas de cisalhamento, de escala mesoscópica a regional e com mergulhos sub-horizontais ( $<25^\circ$ ), são as estruturas mais marcantes na região. Ainda são observadas dobras apertadas a isoclinais, com vergência para sul-sudeste, em escala de afloramento (Araújo Filho, 2000).

No Domínio Artulândia, predominam xistosidade e foliação milonítica paralelas a planos axiais de dobras isoclinais de variadas escalas. Localmente estes planos cortam foliações pretéritas formando crenulações (Araújo Filho, 2000). A foliação milonítica é mais intensa e penetrativa nas rochas da sequência metavulcanossedimentar. Rochas deste domínio são acompanhadas de metamorfismo regional em facies anfíbolito baixo e retrometamorfismo em facies xisto verde (Araújo Filho, 2000: 1999). Rochas ácidas pertencentes à sequência, pobres



em minerais micáceos, são intensamente gnaissificadas, apresentando bandamentos finos de escala milimétrica a centimétrica onde dominam bandas quartzo-feldspáticas. Rochas intrusivas apresentam caráter mais rúptil e são afetadas em domínios discretos, principalmente nas regiões de borda, por zonas de cisalhamento de escala métrica gerando proto-milonitos.

Metamorfismo e deformação geram novas assembleias minerais, blastese, recristalização e mobilização da mineralogia original do depósito Artulândia. Dobras isoclinais afetadas por zonas de cisalhamento plano axiais controlam a geometria do depósito.

### 3.5 Tipologia e zoneamento da alteração hidrotermal

Os núcleos de sulfetos maciços e os domínios ricos em sulfetos disseminados são marcados por halos de alteração hidrotermal que exibem zoneamento espacial representado por assembleias minerais específicas. Dentro desse contexto, as assembleias hidrotermais foram agrupadas em proximais e distais, respectivamente, de acordo com a proximidade das zonas de maior concentração de sulfetos e/ou presença de núcleos de sulfetos maciços (Fig. 3.5).

Em algumas situações, a reconstituição espacial do zoneamento hidrotermal foi dificultada por transposições e justaposições causadas por zonas de cisalhamento de empurrão. Esse processo foi acompanhado ainda por intensa recristalização e blastese sob condições metamórficas das fácies xisto verde a anfibólito. Nesses casos, informações complementares (petrografia, química mineral, litogeoquímica, geoquímica de isótopos de enxofre) foram determinantes para o enquadramento e a reconstituição dos halos de alteração hidrotermal.

Seis assembleias de alteração foram definidas baseado na presença e abundância relativa dos principais minerais que representam a alteração hidrotermal metamorfisada e sua distribuição espacial relativa à mineralização. Dentre eles, se destacam anfibólio, biotita, sericita, carbonato, clorita e granada, (Fig. 3.9). As assembleias de alteração são: (a) Mg-clorita + carbonato  $\pm$  anfibólio  $\pm$  talco (b) Mg-anfibólio + Mn-granada  $\pm$  clorita  $\pm$  epidoto, (c) biotita + Mn-granada  $\pm$  carbonato  $\pm$  clorita  $\pm$  turmalina, (d) biotita + sericita + carbonato  $\pm$  clorita, (e) biotita + carbonato, e (f) quartzo + plagioclásio.

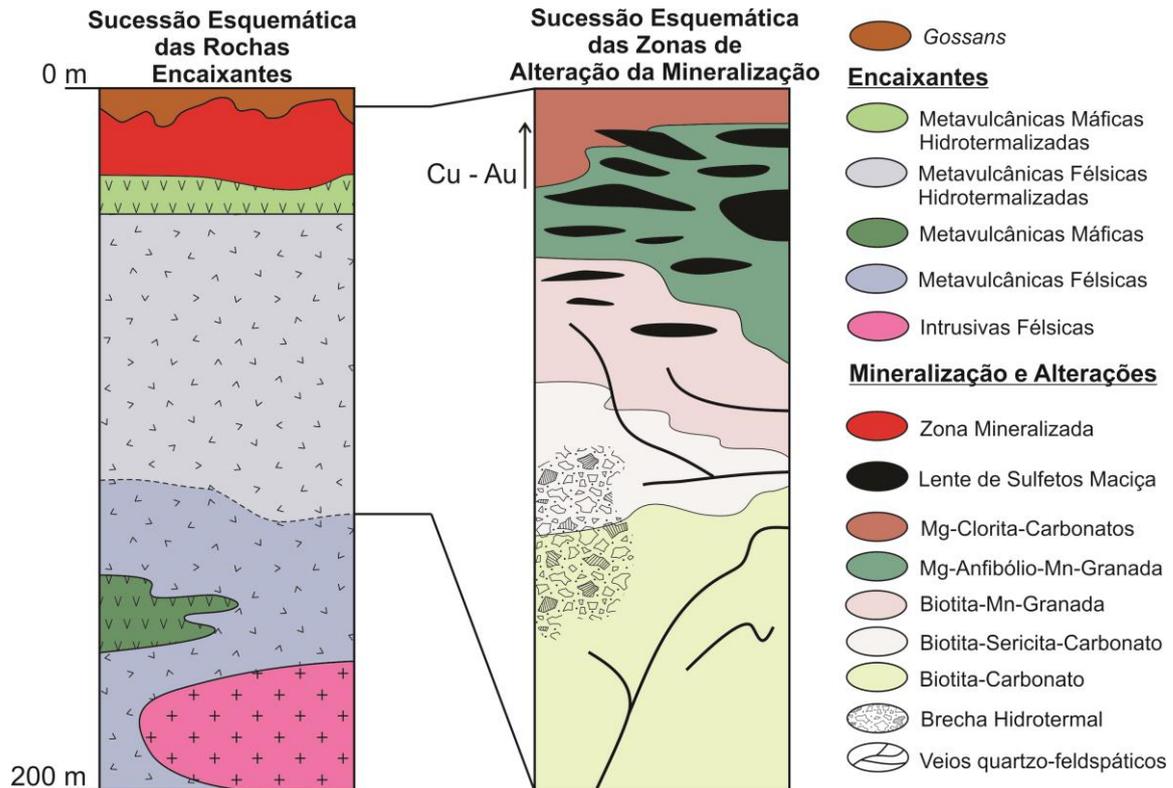
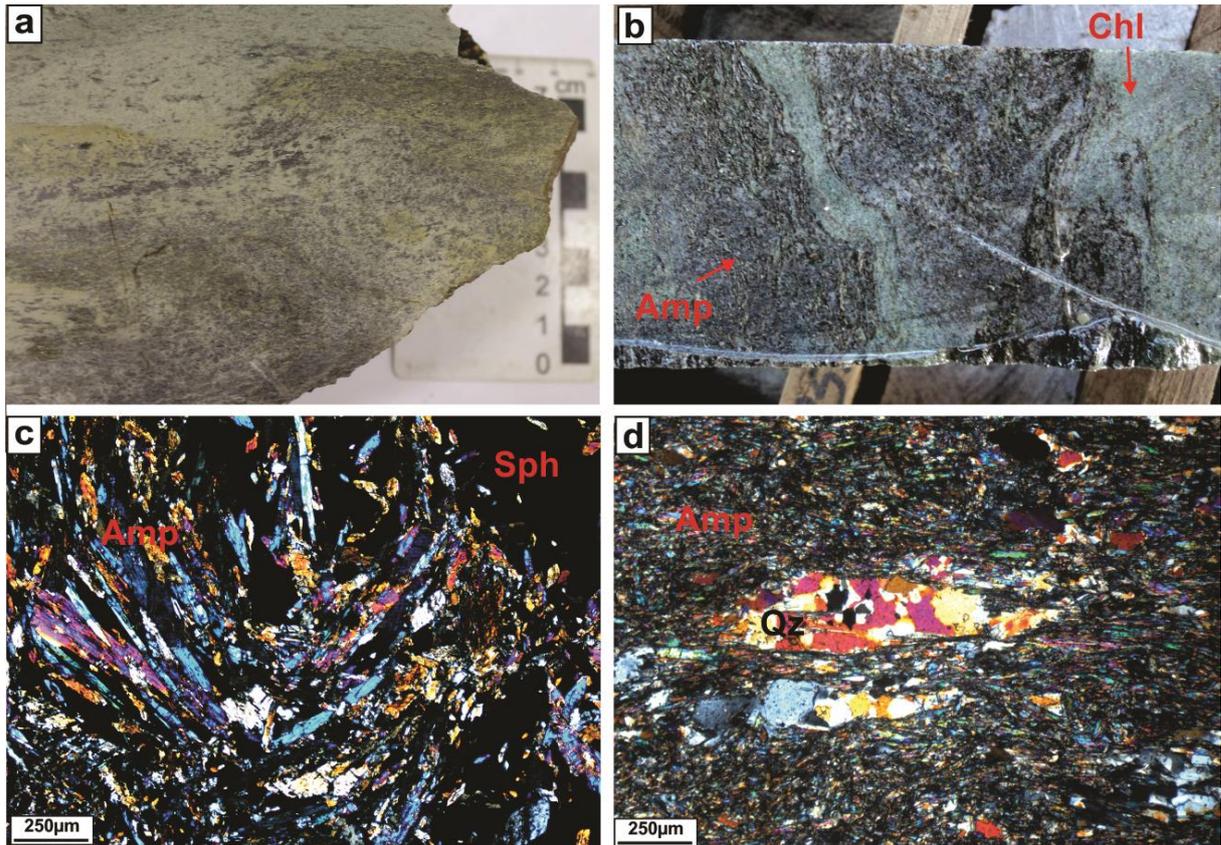


Figura 3.9 - Colunas esquemáticas mostrando a distribuição das rochas hospedeiras e das alterações relacionadas com a mineralização de Artulândia.

Anfibólio magnesiano é o mineral relacionado à assembleia de alteração mais comum na área de estudo. Entretanto, sua abundância varia de acordo com a rocha alterada e proximidade com lentes de sulfetos. Granada é o segundo mineral mais abundante associado a rochas metamorfisadas e alteradas. A assembleia clorita + carbonato ± talco é abundante em zonas de alteração de rochas máficas (Fig. 3.9). Plagioclásio e quartzo constituem a maior parte da matriz remanescente nas alterações em rochas félsicas.

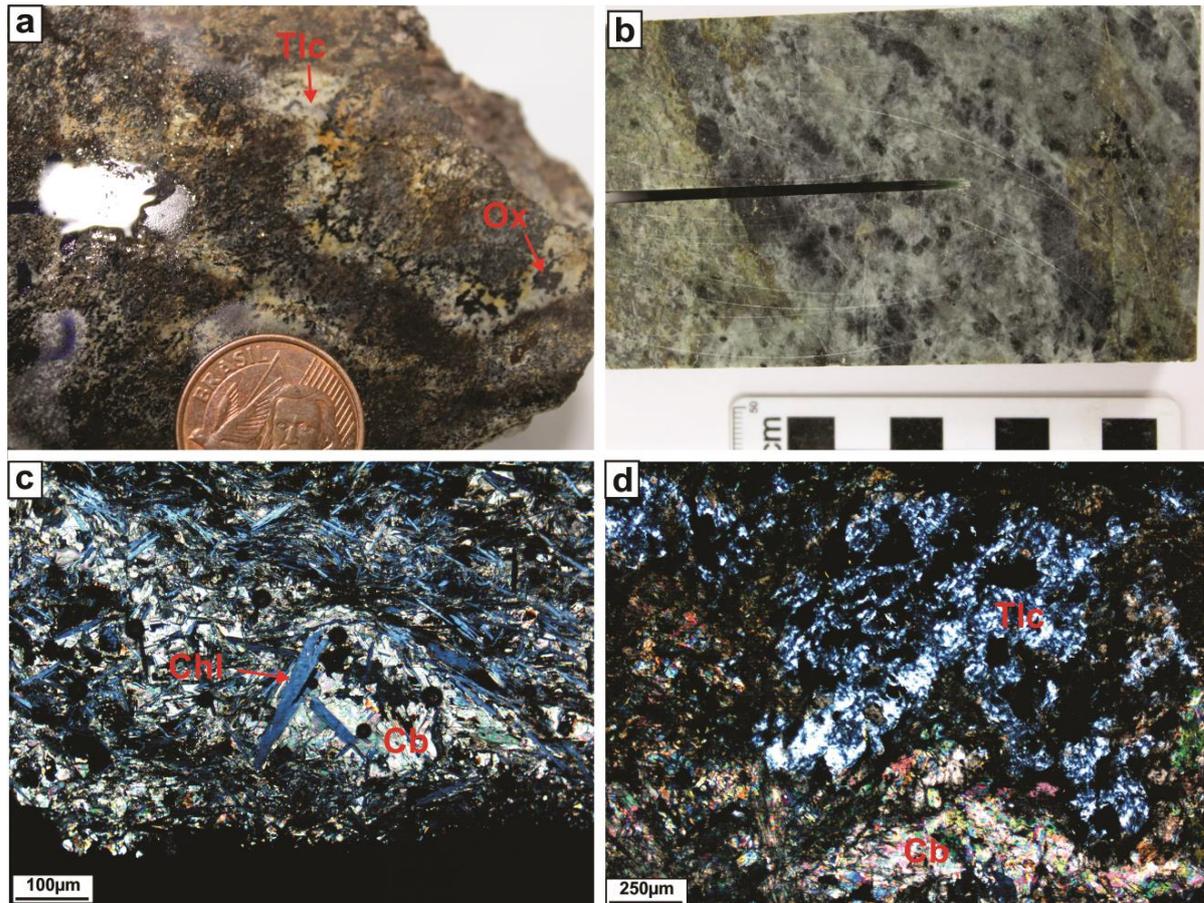
### 3.5.1 Assembleias hidrotermais proximais

A assembleia anfibólio-granada ocorre preferencialmente associada com núcleos de sulfetos maciços ricos em esfalerita (Fig. 3.10c). A zona é caracterizada por textura mosqueada, por vezes brechada. Transição entre as assembleias de alteração distais e esta não foi observada. A assembleia é composta de ripas de anfibólio, apleocróico, por vezes geminado, de granulação média a fina, cuja orientação concorda com a foliação. São cristais prismáticos alongados, ou agregados fibro-radiados sem orientação preferencial (Fig. 3.10a, b). Dobras isoclinais são comuns em arranjos deste mineral (Fig. 3.10b, c, d). Por vezes, anfibólios parecem desenvolver-se sobre agregados de sulfetos que podem envolver ou ser envolvidos pelo anfibólio. É observada granada euédrica, incolor disseminada, com caráter pós-cinemático. Clorita lamelar e epidoto em aglomerados acompanham a alteração em menor proporção.



**Figura 3.10 - a)** Amostra aflorante da assembleia de alteração anfibólio-granada rica em pequenas lentes (em tons mais escuros) de sulfetos. **b)** Assembleia anfibólio-granada observada em testemunho em estágio transicional para a assembleia Mg-clorita-carbonato. **c)** Fotomicrografia mostrando cristais de anfibólio orientados e dobrados e ainda intercrescidos com esfalerita. **d)** Assembleia anfibólio-granada associada com veios de quartzo cogenético (Amp – anfibólio; Sph – esfalerita; Qz – quartzo; Chl – clorita).

A assembleia Mg-clorita-carbonato, aflorante e discreta, está associada com a zona da mineralização mais rica em calcopirita (Fig. 3.9). Também se mostra intercrescida com núcleos de sulfetos maciços ricos em esfalerita. A transição para a assembleia anfibólio-granada é gradual, onde se observa substituição de anfibólios por lamelas de clorita (Fig. 3.10b). A assembleia é dada por clorita com pleocroísmo ausente ou fraco esverdeado em matriz de carbonato subédrico (Fig. 3.11b, c). Ainda fazem parte da assembleia anfibólio e talco, em menor proporção (Fig. 3.11a, d). Talco ocorre em pequenos bolsões ou amígdalas, em meio a matriz carbonática, apresenta textura difusa e diversas inclusões de óxidos e hidróxidos de ferro (Fig. 3.11d). Assembleia Mg-clorita-carbonato apresenta forte intercrescimento com sulfetos (Fig. 3.11b).



**Figura 3.11 - a)** Amostra da assembleia Mg-clorita-carbonato onde observa-se bolsões de talco em coloração branca com inclusões de óxidos e sulfetos. **b)** Amostra de testemunho da assembleia de alteração Mg-clorita-carbonato destacando em tons mais escuros lentes de sulfetos e em tons amarelados domínios ricos em carbonato. **c)** Fotomicrografia da textura geral, lamelas de clorita imersas em matriz de carbonato associadas a diversos sulfetos e óxidos disseminados, da assembleia Mg-clorita-carbonato. **d)** Presença de talco em bolsões em meio a matriz carbonática. (Chl – clorita; Cb – carbonato; Tlc – talco; Ox – óxidos e hidróxidos).

### 3.5.2 Assembleias hidrotermais distais

A assembleia biotita-granada representa o principal estilo de alteração nas rochas vulcânicas ácidas, porém, não são observadas grandes concentrações de sulfetos ou núcleos maciços como nas assembleias proximais. A transição desta para a as assembleias distais é gradacional, com o aumento substancial de granada e redução de sericita e carbonato (Fig. 3.12a). Sua mineralogia consiste de cristais de granada euédricos que ocorrem como aglomerados pós-cinemáticos em associação com lamelas de biotita em domínios quartzo-feldspáticos (Fig. 3.12b, c). A assembleia é acompanhada de carbonato poiquilítico, clorita lamelar fina e turmalina euédrica. A turmalina ocorre como cristais em aglomerados intercrescidos com sulfetos disseminados (Fig. 3.13d).

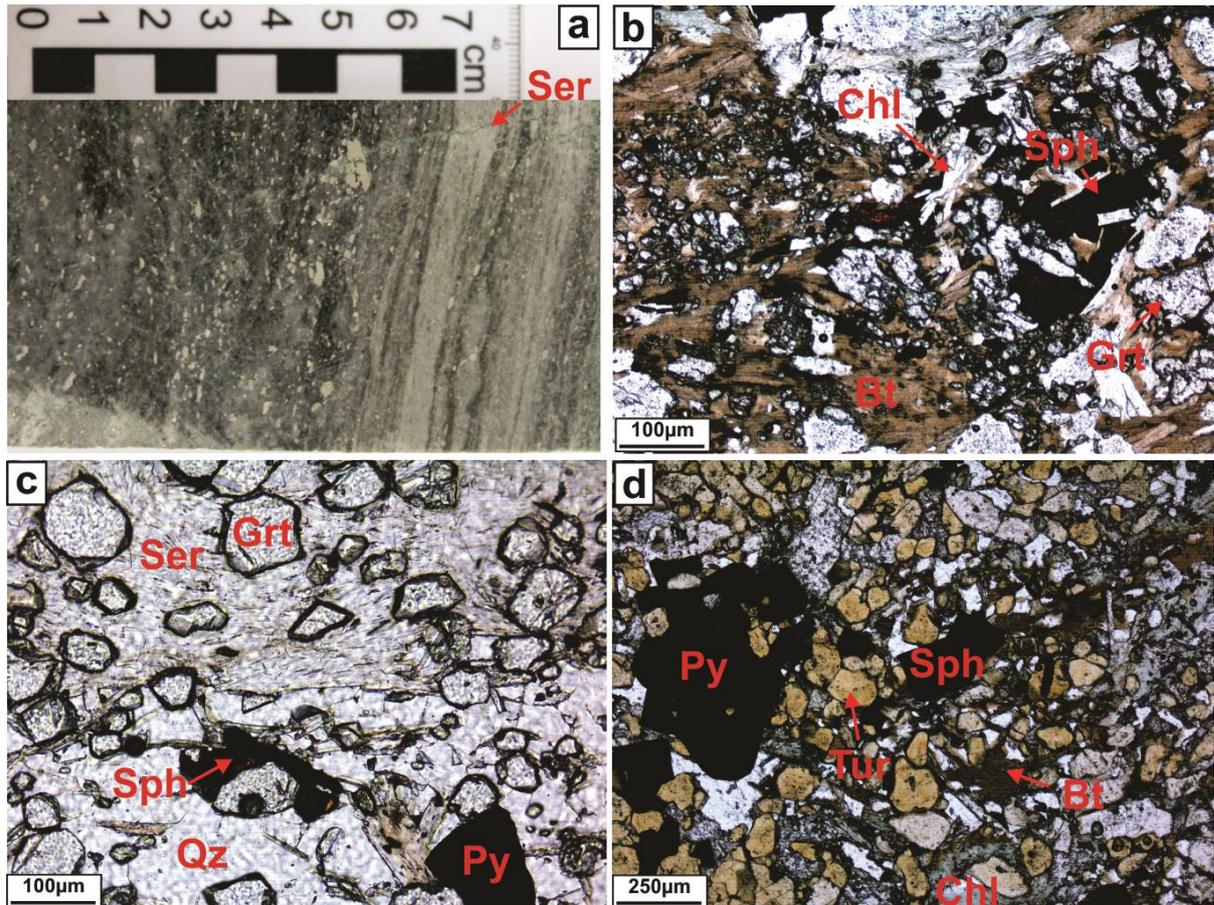


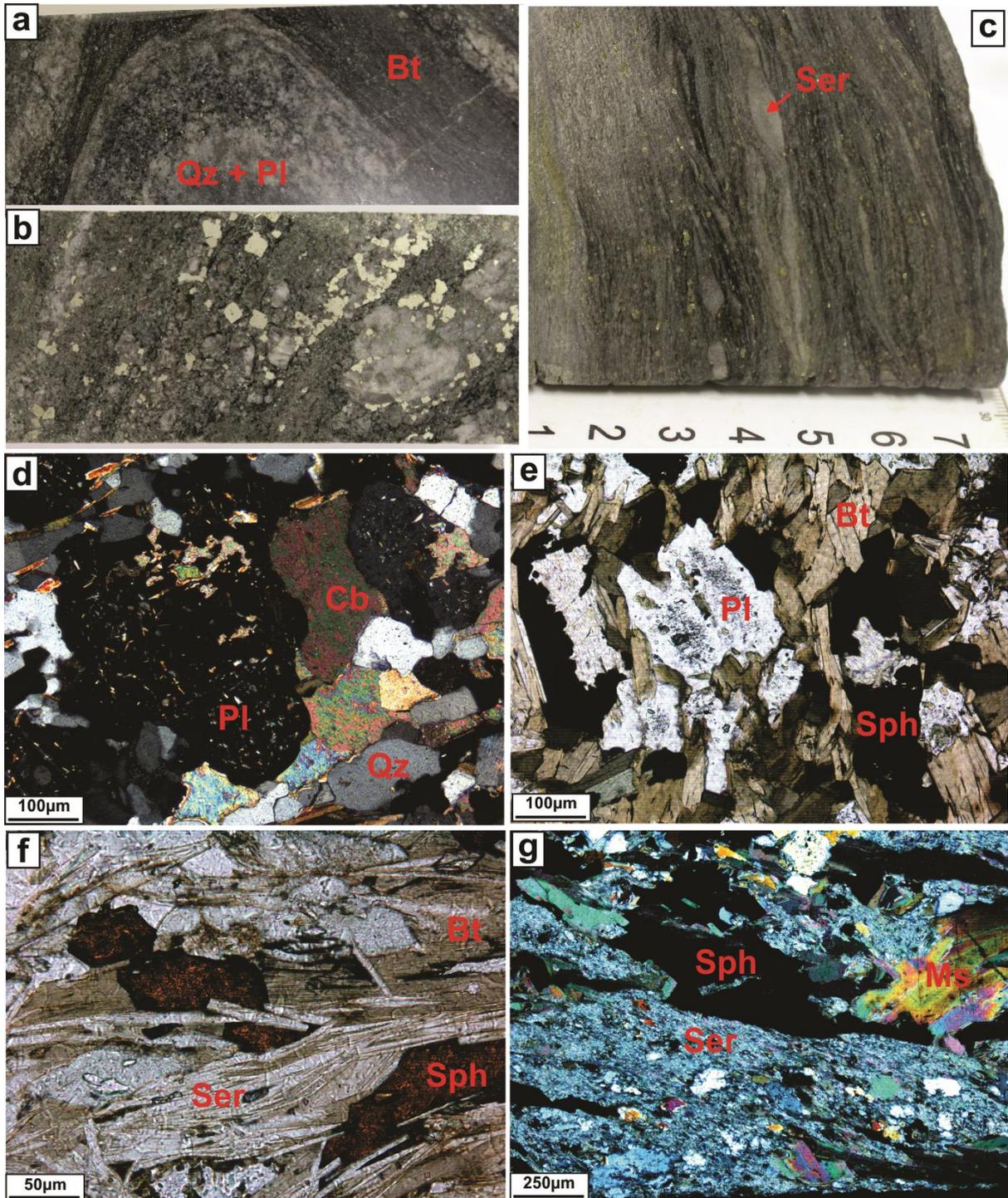
Figura 3.12 - a) Transição entre assembleia biotita-granada e biotita-sericita-carbonato. Em tonalidades cinzas zonas ricas em sericita. b) Assembleia biotita-granada com presença de esfalerita e finas lamelas de clorita. c) Granada euédrica imersa em sericita e quartzo associadas a sulfetos. d) Turmalina intercrescida com sulfetos presente em assembleia de alteração biotita-granada. (Qz – quartzo; Ser – sericita; Bt – biotita; Chl – clorita; Grt – granada; Tur – turmalina; Sph – esfalerita; Py – pirita).

A assembleia biotita-sericita-carbonato é discreta, apresenta sulfetos disseminados e afeta rochas vulcânicas ácidas mais distais à mineralização principal. Texturalmente, essa assembleia de alteração é similar à assembleia biotita-carbonato, exceto pela presença de sericita em associação com biotita e clorita, que ocorre sobrecrecida a sulfetos disseminados (Fig. 3.13b, c, f, g). A transição da assembleia biotita-carbonato para biotita-sericita-carbonato é gradacional e lateral, marcada pelo aumento na abundância de sericita e clorita em intervalos centimétricos a métricos (Fig. 3.13c; 3.12a).

A assembleia biotita-carbonato afeta cerca de 50 m do pacote de rochas vulcânicas ácidas, é pervasiva, e inclui sulfetos disseminados. Sua mineralogia consiste predominantemente de biotita acompanhada de carbonato em uma matriz quartzo-feldspática, em bandas de deformação e planos de foliação (Fig. 3.13a, d, e, f). Observa-se esfalerita e pirita disseminadas intercrescidas com lamelas de biotita ao longo da foliação (Fig. 3.13e; f). Os grãos



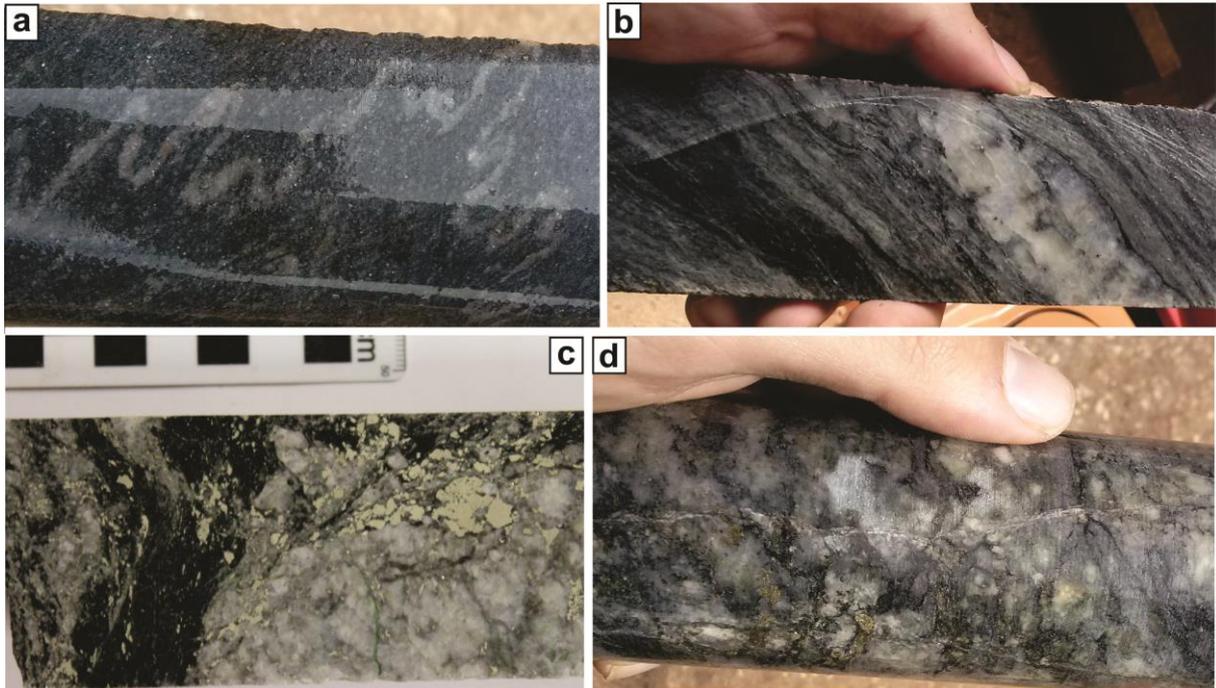
de carbonato são disseminados e poiquiliticos na matriz (Fig.3.13d). A biotita apresenta pleocroísmo castanho fraco, interpretado como composição rica em ferro (Fig. 3.13f).



**Figura 3.13 - a)** Amostra de rocha metavulcânica félsica hidrotermalizada com biotita orientada segundo foliação dobrada e domínios reliquiais quartzo-feldspáticos. **b)** Rocha hidrotermalizada rica em biotita associada a sulfetos e veios cogenéticos. **c)** Transição entre assembleia biotita-carbonato e biotita-sericita-carbonato. Em tonalidades cinzas, observa-se zonas ricas em sericita. **d)** Fotomicrografia mostrando carbonato poiquilitico em matriz quartzo-feldspática. **e)** Associação de biotita intercrescida com esfalerita e pirita em assembleia de alteração biotita-carbonato. **f)** Assembleia biotita-sericita-carbonato com presença de esfalerita e finas lamelas de sericita. **g)** Zona rica em sericita comum em assembleia biotita-sericita-carbonato. (Pl – plagioclásio; Qz – quartzo; Ser – sericita; Cb – carbonato; Bt – biotita; Ms – muscovita; Sph – esfalerita).



A *assembleia quartzo-plagioclásio* ocorre como veios e vênulas tardios que recortam as demais assembleias de alteração (Fig. 3.14a, b). Exibem geometria irregular e compõem-se de uma associação granoblástica equigranular de quartzo e plagioclásio. Também ocorrem preenchendo matriz de brechas discordantes da foliação, observadas em rochas metavulcânicas ácidas (Fig. 3.14c, d). Raramente observam-se sulfetos associados a veios, porém, as brechas são acompanhadas de pirita e esfalerita.



**Figura 3.14 - a) Vênulas de quartzo deformadas hospedadas em rocha metavulcânica félsica. b) Veio concordante em assembleia de alteração biotita-sericita-carbonato. c) Brecha acompanhada de pirita em assembleia de alteração biotita-carbonato. d) Brecha rica em sulfetos em assembleia de alteração biotita-granada.**

### 3.5.3 Tipologia das zonas sulfetadas

O depósito Artulândia é composto de vários núcleos ou lentes de sulfetos maciços a semi-maciços, de tamanhos centimétricos a decimétricos, fortemente deformadas (Fig. 3.15a, b). Os domínios sulfetados ocorrem controlados por zonas de falha e, em superfície, podem ser identificados pela presença de *gossans* (Fig. 3.8). Zonas ricas em sulfetos também se manifestam na forma de brechas, que foram identificadas em superfície e em testemunhos de sondagem (Fig. 3.7; 3.9). Sulfetos disseminados são observados ao longo de foliações e/ou xistosidade, apresentam tamanhos variados e geralmente ocupam interstícios entre minerais euédricos (*open-filling spaces*) como granada e turmalina, ou são sobrecrecidos por minerais lamelares — biotita, sericita e clorita.

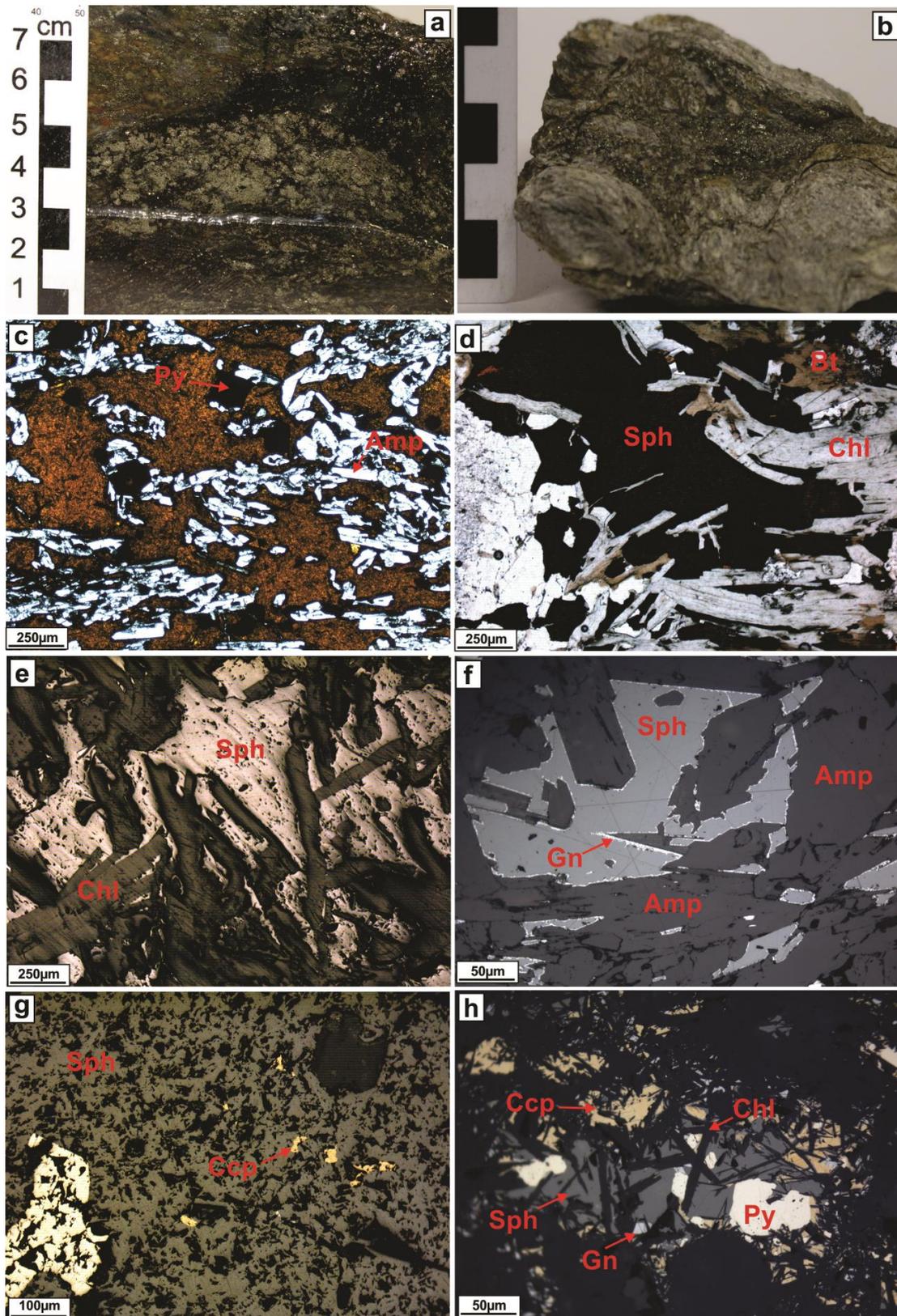


Figura 3.15 - a) Lente de sulfeto maciço rico em esfalerita. b) Lente de sulfeto maciço rica em pirita, esfalerita e anfibólio. c) Fotomicrografia mostrando pirita euédrica imersa em matriz de intercrescimento entre esfalerita e anfibólio intercrescidos. d) Esfalerita intercrescida com lamelas de clorita e biotita em zona de sulfeto disseminado. e) Esfalerita intercrescida com clorita em assembleia Mg-clorita-carbonato. f) Substituição discreta de galena em matriz de esfalerita. g) Textura de “chalcopyrite decease” em matriz de esfalerita. h) Intercrescimento de Mg-clorita, esfalerita, calcopirita e galena em assembleia Mg-clorita-carbonato. (Sph – esfalerita; Amp – anfibólio; Py – pirita; Gn – galena; Bt – biotita; Chl – clorita; Ccp – calcopirita; Qz – quartzo).

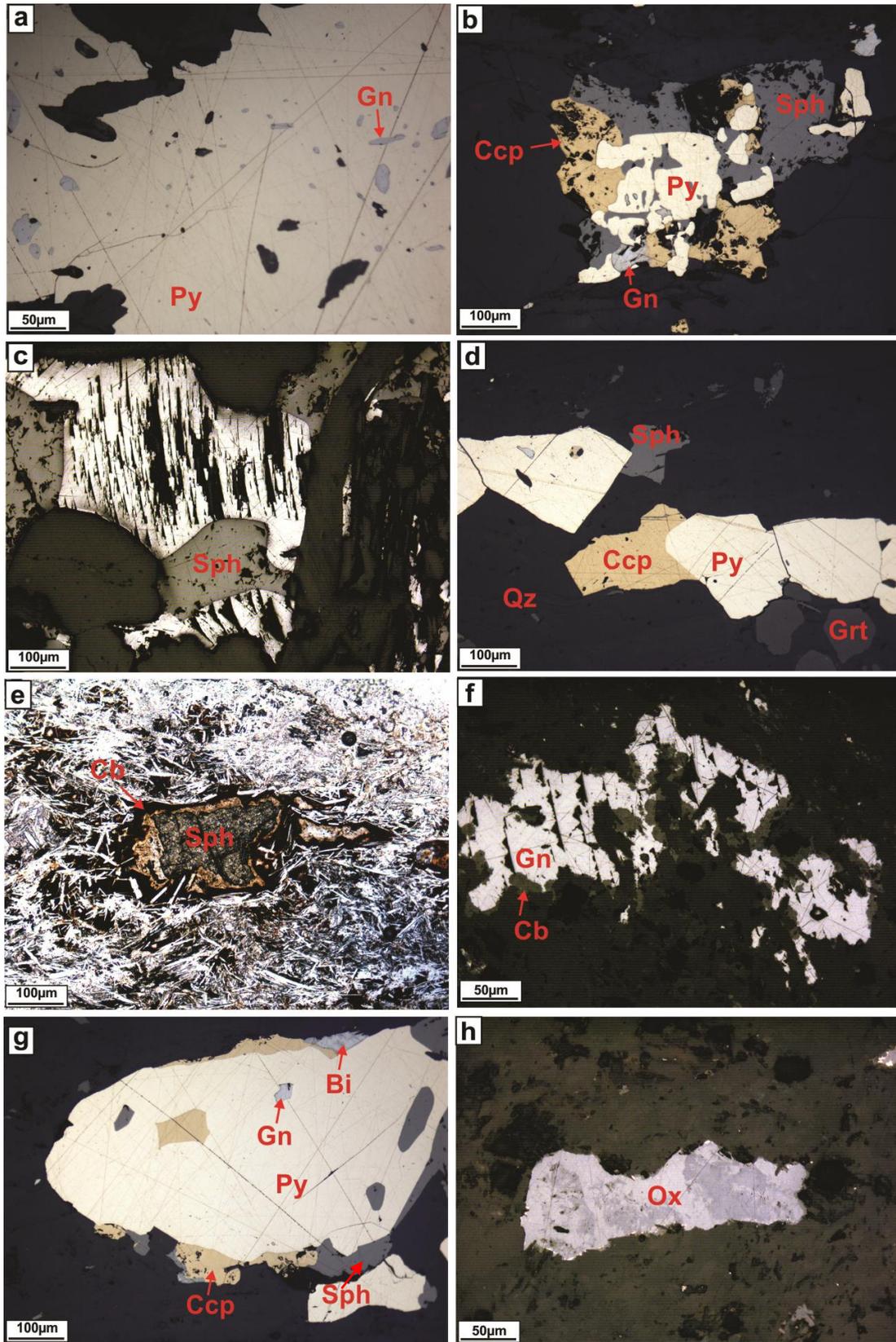


Os poucos veios e vênulas observados apresentam baixa concentração de sulfetos e por vezes são estéreis (Fig. 3.14). As rochas metavulcânicas ácidas alteradas em zonas distais estão sempre acompanhadas de sulfetos disseminados (Fig. 3.15d).

As lentes sulfetadas são compostas predominantemente de pirita, esfalerita, calcopirita e galena (Fig. 3.16c, h) e, em menor proporção, molibdenita, magnetita, prata nativa e bismuto nativo (?). A pirita é o sulfeto mais comum, geralmente exibindo textura granoblástica média a grossa ( $\leq 5$  mm) (Fig. 3.15a, b). Grãos de pirita apresentam substituição por calcopirita e esfalerita finas (Fig. 3.16a, b, g). A recristalização da pirita possivelmente ocorreu depois de sua substituição parcial por calcopirita, galena e esfalerita. A morfologia porfiroblástica de cristais de pirita formam ilhas em uma matriz de esfalerita.

Esfalerita é o segundo sulfeto mais abundante, é localmente maciça em lentes de minério e aparece disseminada em alterações distais (Fig. 3.15c, d). É geralmente cinza-escuro a amarronzada na zona superior maciça (Fig. 3.15c) e localmente marrom escuro a amarelada, quando disseminada em rochas vulcânicas ácidas (Fig. 3.15d). Esfalerita forma uma matriz foliada onde não é possível definir cristais principalmente na assembleia de alteração anfibólio-granada (Fig. 3.15c). A esfalerita apresenta ainda diversas inclusões e substituições de calcopirita em textura “*chalcopyrite disease*” e galena (Fig. 3.15f, g; 3.16c). Textura incomum observada que ocorre essencialmente em assembleias Mg-clorita-carbonato é a substituição de bordas de cristais subhédricos de esfalerita por agregados de carbonato de coloração amarronzada (Fig. 3.15e).

Calcopirita aparece em baixas concentrações e, em diversos domínios, é ausente. É mais abundante em zonas de alteração relacionadas a rochas máficas da assembleia Mg-clorita-carbonato (Fig. 3.15h). Porém, é praticamente ausente em domínios de alteração anfibólio-granada. A calcopirita ocorre como substituições em bordas de grãos de pirita (Fig. 3.16b, d, g), como pequenos cristais neoformados na matriz de esfalerita (Fig. 3.15g) e ainda como grãos poiquilíticos disseminados nas alterações biotita-granada e biotita-sericita-carbonato em rochas vulcânicas ácidas (Fig. 3.16d).



**Figura 3.16 - a)** Grande cristal de pirita euédrica com inclusões de galena. **b)** Pirita substituída por esfalerita, calcopirita e galena. **c)** Substituição de galena em esfalerita. **d)** Sulfetos disseminados associados a granada. **e)** Esfalerita com bordas completamente alteradas para carbonados de Zn, Pb e Fe em assembleia Mg-clorita-carbonato. **f)** Galena com bordas alteradas para carbonato de Pb. **g)** Cristal de pirita parcialmente substituído por calcopirita, esfalerita, galena e ainda bismuto nativo. **h)** Cristal de óxido de ferro em exsolução com outro óxido de ferro em assembleia Mg-clorita-carbonato. (Py – pirita; Gn – galena; Ccp – calcopirita; Sph – esfalerita; Cb – carbonato; Grt – granada; Bi – bismuto nativo; Ox – óxidos).



Galena ocorre principalmente como mineral tardio substituindo e preenchendo planos de fraqueza da matriz de esfalerita (Fig. 3.15f; 3.16a, b, c, g). Ocorre também como grãos poiquilíticos disseminados e ainda inclusos em cristais de pirita (Fig. 3.16c, f). Substitui tanto pirita como esfalerita em associação com calcopirita. A este mineral ainda estão associados prata nativa em microinclusões e bismuto nativo como mineral traço (Fig. 3.16g). Molibdenita é mineral traço, ocorre como lamelas deformadas inclusas em matriz de esfalerita e é observada apenas na assembleia anfibólio-granada.

Com base na mineralização e na distribuição dos minerais ao longo das alterações apresentadas foi possível estabelecer uma sequência paragenética para depósito Artulândia, organizada na figura 3.17.

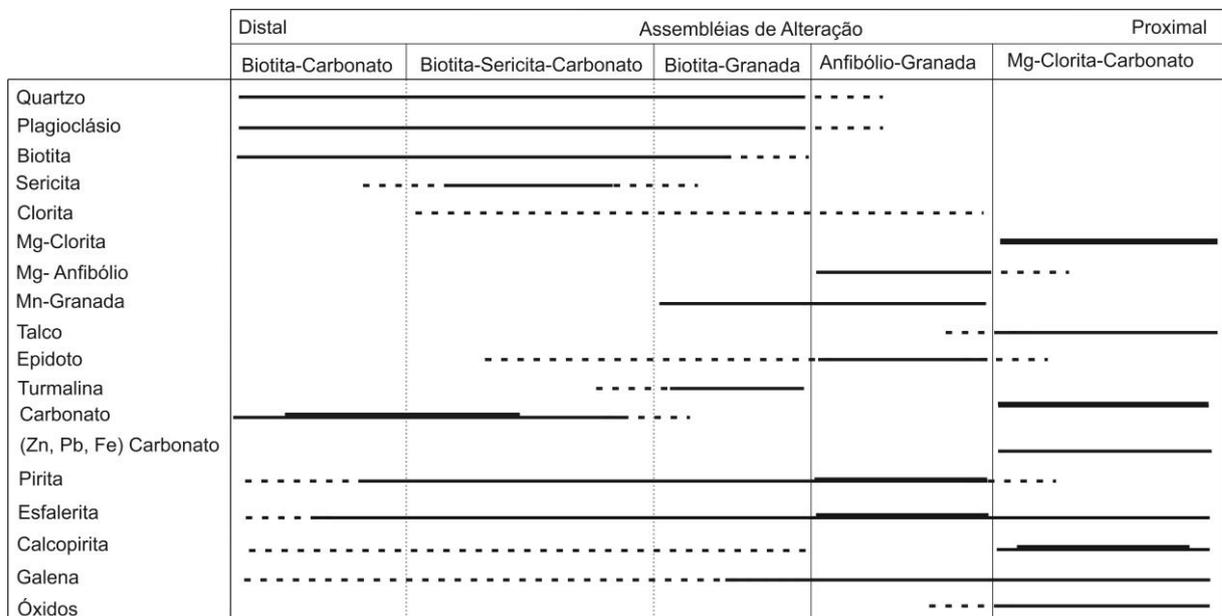


Figura 3.17 - Sequência Paragenética das alterações e mineralização de Artulândia com base em dados petrográficos.

### 3.6 Química Mineral

#### 3.6.1 Anfibólio

Minerais do grupo do anfibólio, quando hidrotermais, são observados em abundância em zonas de assembleia de alteração *anfibólio-granada* e, em menor proporção, e em assembleia *Mg-clorita-carbonato*. Em ambas as alterações, CaO e MnO permanecem com poucas variações, porém, entre elas os minerais de anfibólio se diferenciam principalmente pelo conteúdo de FeO e MgO. Na assembleia de alteração *Mg-clorita-carbonato*, o conteúdo de FeO no anfibólio é inferior a 1 wt% em média, e o conteúdo de MgO varia entre 24.79% e 25.19 wt%. Por outro lado, o anfibólio da assembleia *anfibólio-granada* apresenta conteúdo de FeO



entre 7.42 wt% e 8.96 wt%, enquanto MgO diminui para teores entre 18.91 wt% e 21.09 wt% (Tabela 3.1). Teores anômalos de flúor são observados nos dois tipos de assembleia de alteração e variam na ordem de 0.45 wt% até 0.77 wt%. Apenas na assembleia *anfíbólio-granada* observa-se teores de zinco variando entre 0.08 wt% até 0.24 wt% (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em anfíbólio e cálculo de fórmula unitária com base em *Locock (2014)*.

Anfíbólio wt%	Assembleia Anfíbólio-Granada										Assembleia Clorita-Carbonato				
	PB01	PB02	PB03	PB05	PB03	PB07	PB05	PB01	PB04	PB05	ART03	ART02	ART07	ART01	ART03
SiO <sub>2</sub>	54.37	54.98	55.60	55.71	56.37	55.19	56.56	56.36	56.64	55.90	57.80	56.96	55.80	55.49	57.79
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.08	0.08	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	0.80	0.38	1.28	0.14	1.02	0.25	0.26	0.27	0.16	0.25	0.76	3.41	2.71	0.21
FeO <sub>(total)</sub>	8.96	7.88	7.84	7.93	7.42	7.87	7.63	7.66	7.64	7.98	0.69	0.71	0.24	0.27	0.56
MnO	1.54	2.02	1.41	1.70	1.19	1.59	1.29	1.40	1.29	1.49	0.66	1.03	0.53	0.63	1.12
MgO	18.91	20.54	20.56	20.72	21.09	20.79	20.33	20.03	20.55	20.43	24.79	25.19	24.41	24.50	24.87
CaO	11.88	10.81	12.25	11.19	12.36	10.82	12.11	12.25	12.26	12.15	13.24	12.45	13.01	13.16	12.86
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.35	0.11	0.35	0.04	0.38	0.06	0.07	0.09	0.12	0.10	0.13	0.74	0.62	0.11
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.08	0.06	0.04
BaO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.15	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.14	0.11	0.03	0.16	0.47	0.25	0.13	0.13	0.17	0.02	0.13	0.07	0.00	0.01	0.13
F	0.62	0.57	0.42	0.57	0.58	0.50	0.52	0.49	0.46	0.54	0.52	0.53	0.73	0.77	0.60
Total	96.68	97.97	98.61	99.59	99.46	98.42	98.89	98.53	99.38	98.82	98.10	97.91	98.75	97.90	98.25
Elementos por fórmula unitária com base em 230															
Si	7.69	7.63	7.66	7.60	7.70	7.61	7.76	7.78	7.73	7.69	7.87	7.79	7.57	7.60	7.87
Al <sup>iv</sup>	0.06	0.13	0.06	0.21	0.02	0.17	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.12	0.43	0.40	0.03
Al <sup>vi</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.04	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.93	0.92	0.90	0.91	0.85	0.91	0.84	0.75	0.87	0.92	0.08	0.08	0.03	0.03	0.06
Fe <sup>2+</sup>	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.18	0.24	0.16	0.20	0.14	0.19	0.15	0.16	0.15	0.17	0.08	0.12	0.06	0.07	0.13
Mg	3.99	4.25	4.22	4.22	4.29	4.28	4.16	4.12	4.18	4.19	5.03	5.13	4.93	5.00	5.05
Zn	0.01	0.01	0.00	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ca	1.80	1.61	1.81	1.64	1.81	1.60	1.78	1.81	1.79	1.79	1.93	1.82	1.89	1.93	1.88
Na	0.02	0.09	0.03	0.09	0.01	0.10	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.19	0.17	0.03
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
F	0.28	0.25	0.18	0.25	0.25	0.22	0.23	0.21	0.20	0.24	0.22	0.23	0.31	0.34	0.26
OH*	1.72	1.74	1.81	1.75	1.75	1.78	1.77	1.78	1.80	1.76	1.78	1.76	1.68	1.66	1.74
Mg/ (Mg+Fe)	0.81	0.83	0.82	0.82	0.82	0.84	0.82	0.83	0.84	0.83	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99
Total	16.83	16.89	16.87	16.89	16.87	16.89	16.80	16.84	16.82	16.85	17.09	17.13	17.24	17.25	17.09

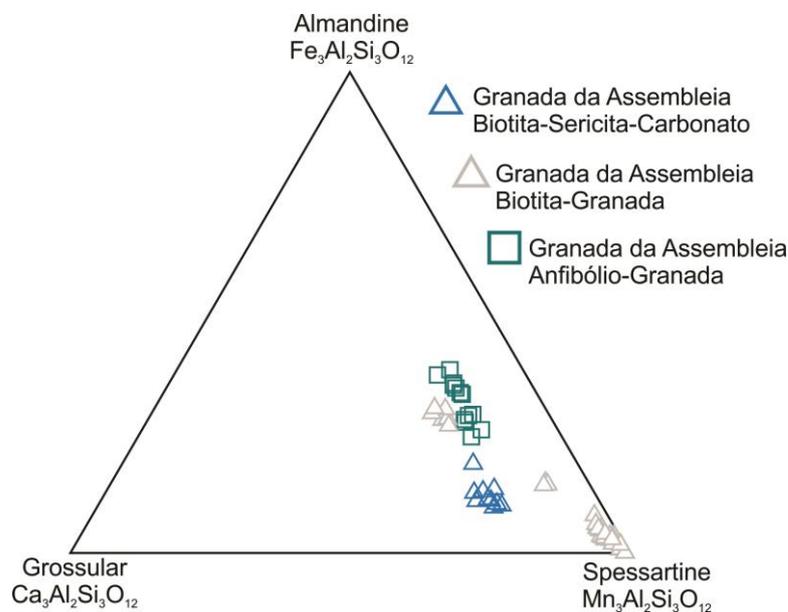
\*Calculado



A partir do cálculo da forma estrutural com base em 23 oxigênios de Locock (2014) para anfibólio, estima-se que a série de anfibólios hidrotermais associados a mineralização pertença ao grupo de anfibólios magnesianos-cálcicos (Mg-Ca-Fe-Mn-Li), destacando a ausência de alumínio, sódio e potássio. A variação se dá entre Fe-tremolita ( $\text{Mn}_{0.2}\text{Ca}_{1.8}(\text{Mg}_{4.5}, \text{Fe})(\text{Si})_8(\text{OH}, \text{F})_2$ ) para assembleias de alteração *anfíbólio-granada*, e Mn-tremolita ( $\text{Na}_{0.1}\text{Mn}_{0.1}\text{Ca}_2(\text{Mg})_{5.4}(\text{Si})_8(\text{OH}, \text{F})_2$ ) para assembleia de alteração *Mg-clorita-carbonato*.

### 3.6.2 Granada

A granada da assembleia *biotita-granada* se separa em dois tipos: espessartita rica em FeO; e espessartita rica em MgO. O primeiro tipo apresenta concentrações de FeO entre 5.35 wt% e 11.64 wt%, de MgO entre 1.60 wt% e 3.20 wt%, MnO entre 20.10 wt% e 30.53 wt% e CaO entre 2.32 wt% e 6.76 wt% (Tabela 3.2). O segundo grupo apresenta concentrações de FeO entre 1.62 wt% e 1.99 wt%, MgO entre 6.62 wt% e 7.89 wt%, MnO entre 29.31 wt% e 31.76 wt% e CaO entre 0.71 wt% e 0.86 wt% (Tabela 3.2). A fórmula estrutural obtida com base em todas as granadas da assembleia *biotita-granada* é dada pelas proporções de almandina (0-27.9%), grossulária (0-19.3%), piropro (6.3-31.7%) e espessartita (46-71.4%) (Fig. 3.18; Tabela 3.2).



**Figura 3.18 - Diagrama Ternário com base nos polos minerais representativos do grupo da granada para granadas hidrotermais de diferentes zonas de alteração da mineralização de Artulândia.**

No domínio da assembleia de alteração *biotita-sericita-carbonato*, a granada aparece em pequenas concentrações, porém, a proporção entre membros é diferente da assembleia *biotita-granada*. Neste caso, a granada apresenta MnO entre 26.26 wt% e 30.30 wt%, MgO



entre 0.60 wt% e 1.21 wt%, FeO entre 3.43 wt% e 7.28 wt%, CaO entre 5.95 wt% e 7.32 wt% e TiO<sub>2</sub> entre 0.06 wt% e 0.26 wt% (Tabela 3.2). Sua fórmula estrutural é dada por almandina (9.1-17.6%), grossulária (16.6-21.3%), piropo (2.4-4.8%) e espessartita (59.8-70.4%) (Fig. 3.18; Tabela 3.2).

Tabela 3.2 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em granada e cálculo de fórmula unitária com base em dose oxigênios.

Granada	Assembleias														
	Biotita-Sericita-Carb.			Biotita-Granada						Anfibólio-Granada					
wt%	7-14II	7-14III	7-14II	9-21I	9-21I	9-18V	9-21III	9-21III	9-18II	PB01	PB06	PB07	PB05	PB15	PB15
SiO <sub>2</sub>	37.21	37.45	37.18	37.45	36.93	38.42	37.28	37.85	38.45	36.24	36.42	36.80	37.28	37.01	37.07
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.13	0.26	0.13	0.13	0.00	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.14	0.00	0.18	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.24	21.54	21.72	21.38	21.84	21.76	21.77	21.56	21.99	19.27	19.43	20.14	20.62	20.60	20.48
FeO <sub>(total)</sub>	4.10	7.28	5.50	10.89	11.15	1.62	11.64	11.40	1.81	13.22	13.41	13.22	15.11	16.84	16.18
MnO	30.13	26.26	28.86	21.47	21.74	29.42	20.41	20.10	30.42	23.74	23.05	23.64	21.15	19.75	19.08
MgO	0.85	1.19	1.21	1.64	1.68	7.79	1.83	2.02	6.80	0.38	0.54	0.55	0.93	1.23	1.29
CaO	6.57	6.18	5.82	6.37	5.98	0.78	6.76	6.28	0.80	6.61	7.64	5.47	4.91	5.03	5.71
ZnO	0.04	0.00	0.00	0.15	0.00	0.03	0.04	0.07	0.00	0.18	0.02	0.00	0.06	0.16	0.05
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.07	0.01	0.02	0.02	0.07	0.03
Total	100.49	100.26	100.81	99.68	99.69	99.94	100.05	99.70	100.38	99.99	100.76	100.22	100.24	100.92	100.40
Elementos por fórmula unitária calculados com base em 12O															
Si	2.99	2.99	2.96	2.99	2.96	2.99	2.97	3.01	2.99	2.97	2.95	2.99	3.01	2.98	2.99
Al <sup>iv</sup>	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01
Al <sup>vi</sup>	2.00	2.02	2.01	2.02	2.03	1.99	2.02	2.03	2.01	1.84	1.82	1.92	1.97	1.93	1.93
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.15	0.05	0.01	0.05	0.04
Fe <sup>2+</sup>	0.28	0.52	0.40	0.76	0.79	0.09	0.81	0.81	0.13	0.77	0.76	0.84	1.01	1.08	1.05
Mn	2.05	1.77	1.95	1.45	1.47	1.94	1.38	1.35	2.00	1.65	1.58	1.63	1.45	1.35	1.30
Mg	0.10	0.14	0.14	0.20	0.20	0.90	0.22	0.24	0.79	0.05	0.07	0.07	0.11	0.15	0.16
Ca	0.56	0.53	0.50	0.55	0.51	0.06	0.58	0.54	0.07	0.58	0.66	0.48	0.42	0.43	0.49
Total	8.00	8.00	8.01	7.99	8.01	8.01	8.01	7.99	8.00	8.04	8.05	8.01	8.00	8.02	8.00
Almand.	9.12	17.65	12.64	25.77	26.03	2.76	26.87	27.64	4.41	23.41	21.71	27.29	33.24	35.25	34.39
Andrad.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	7.01	7.83	2.76	0.68	2.48	1.86
Grossul.	18.90	17.79	16.67	18.33	17.33	1.63	19.28	18.20	2.22	12.52	14.57	12.91	13.41	12.08	14.72
Pyrope	3.39	4.76	4.84	6.60	6.78	30.22	7.31	8.14	26.35	1.57	2.21	2.24	3.77	4.96	5.22
Spess.	68.59	59.79	65.75	49.17	49.86	64.85	46.38	46.02	67.03	55.49	53.61	54.52	48.70	45.21	43.81

Outra alteração rica em granada e que ocorre diretamente relacionada às zonas de núcleos de sulfetos maciços é a assembleia *anfibólio-granada*. Neste domínio, a granada apresenta grande concentração de FeO e TiO<sub>2</sub>, e menores concentrações de MnO. Diferentemente das demais assembleias com granada, FeO varia entre 13.22 wt% e 16.84 wt%, MnO entre 19.08 wt% e 23.74 wt%, MgO entre 0.38 wt% e 1.29 wt% e CaO entre 4.91 wt% e 7.64 wt% (Tabela 3.2). A fórmula estrutural é composta por almandina (21.7-35.25%),

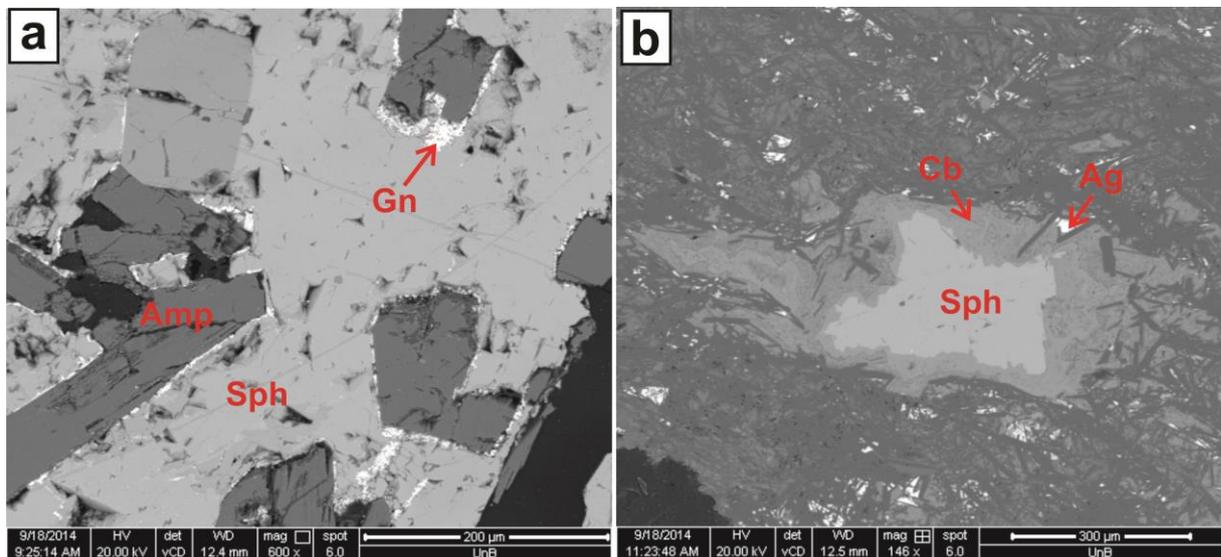


andradita (1.8-7.8%), grossulária (12.5-14.7%), piropo (1.5-5.2%) e espessartita (43.8-55.5%) (Fig. 3.18).

### 3.6.3 Sulfetos

A química da esfalerita mostra que, quando este mineral se encontra disseminado em zonas de assembleias *biotita-carbonato*, *biotita-sericita-carbonato* e *biotita-granada* os teores de Fe variam de 5.07 wt% a 7.52 wt% o que reflete em tonalidades mais amarronzadas para esse mineral. Os valores de zinco variam entre 59.02 wt% e 63.90 wt%, mostrando constância (Tabela 3.3).

Já em assembleias de alteração proximais, os valores de Fe na esfalerita diminuem para cerca de 5.22 wt% a 5.82 wt% em assembleias *anfíbólio-granada*, e 0.77% a 1.22% em assembleias do tipo *Mg-clorita-carbonato*, sendo esta última, a de maiores teores de zinco na esfalerita (64.49 wt% até 65.83 wt%) (Tabela 3.3). A esfalerita das zonas da assembleia de alteração *Mg-clorita-carbonato* vem acompanhada e substituída por diversos tipos de minerais de carbonato ricos em zinco (smithsonita), chumbo (cerussita), magnésio e ferro (anquerita), calcita e diversos minerais de zinco secundários (Fig. 3.16e; Fig. 3.19b).



**Figura 3.19 - a) Imagem em backscattering de sobrecrecimento galena esfalerita em assembleia anfíbólio-granada. b) Alteração da esfalerita observada em backscattering mostrando ainda inclusão de prata nativa. (Amp – anfíbólio; Sph – esfalerita; Gn – galena; Cb – carbonato. Ag – prata nativa).**



Tabela 3.3 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em esfalerita.

Esfalerita (wt%)	Assembleias														
	Biotita-Carbonato			Biotita-Sericita-Carb.			Biotita-Granada			Anfibólio-Granada			Clorita-Carbonato		
	DDH3	DDH9	DDH7	SPB2	SPB9	SP51	SSP31	SSP32	SSP37	SPB3	SPB4	SPB7	SSP33	L012	L011
Zn	59.02	59.54	59.86	60.98	60.29	59.68	60.20	61.24	60.68	61.59	61.75	60.92	65.32	65.55	65.55
S	33.74	33.58	33.50	33.57	33.37	33.41	33.70	33.21	33.36	33.02	33.16	33.14	33.04	32.87	33.31
Fe	7.08	7.34	7.49	5.43	6.14	7.17	6.38	5.18	5.41	5.25	5.40	5.82	0.94	0.89	0.83
Bi	0.02	0.11	0.02	0.09	0.27	0.04	0.18	0.09	0.14	0.09	0.02	0.14	0.04	0.14	0.07
Ag	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0	0.01	0	0.05	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00
Mo	0.01	0.08	0.06	0.00	0.02	0.08	0	0.04	0.14	0.05	0.16	0.08	0.26	0.13	0.04
Pb	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.05	0.00	0.1	0.11	0.14	0.10	0.11	0.06	0.19
<b>Total</b>	99.95	100.72	100.99	100.14	100.19	100.48	100.59	99.93	99.82	100.15	100.65	100.25	99.99	99.78	100.01

A galena apresenta composição heterogênea por todas as zonas de alteração. Valores de chumbo variam entre 82.44 wt% e 87.42 wt% (Tabela 3.4). São observadas importantes concentrações de bismuto em galena que variam entre 0.24 % e 1.42 %. Os maiores teores de bismuto estão associados ao domínio da assembleia de alteração *anfibólio-granada* (Tabela 3.4) (Fig. 3.16g). Os altos teores de prata observados no depósito estão intimamente associados à presença de galena (Fig. 3.19b) e de carbonatos de alteração. Isso ocorre porque prata está presente como metal traço na estrutura da galena ou como inclusões de prata nativa nos carbonatos de alteração (Fig. 3.16f). Os maiores teores de prata na galena, 0.14 wt% a 0.41 wt%, são observados apenas na assembleia *Mg-clorita-carbonato* e *anfibólio-granada*, nos núcleos de sulfetos maciços (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em galena.

Galena (wt%)	Assembleia Biotita-Granada					Assembleia Anfibólio-Granada					Assembleia Clorita-Carbonato				
	DDH21	PBB1	PBB4	PBB5	PBB9	PBB4	DDH4	SP031	SP032	DDH49	L011	L014	L012	L023	L011
Pb	84.32	86.12	86.17	86.36	84.61	85.33	84.93	85.53	82.44	86.69	86.37	86.58	87.27	85.26	83.74
S	12.62	13.24	13.29	13.24	13.39	13.27	13.12	13.39	13.25	13.28	13.46	13.55	13.54	13.21	13.91
Bi	0.69	0.36	0.38	0.45	0.69	0.47	1.42	0.78	1.10	0.43	0.53	0.51	0.55	1.18	0.65
Fe	0.57	0.15	0.32	0.34	0.04	0.24	0.70	0.39	0.94	0.02	0.03	0.00	0.03	0.06	0.07
Ag	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.13	0.14	0.22	0.00	0.01	0.01	0.03	0.22	0.41
Mo	0.44	0.46	0.50	0.49	0.59	0.46	0.39	0.39	0.55	0.38	0.57	0.56	0.51	0.51	0.36
Te	0.03	0.02	0.09	0.04	0.08	0.01	0.08	0.11	0.05	0.05	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06
Cu	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.11	0.03	2.21
<b>Total</b>	98.68	100.39	100.77	100.93	99.44	99.85	100.79	100.73	98.56	100.84	101.04	102.15	102.15	100.54	101.91



A composição química da pirita e calcopirita mostra constância de conteúdo de ferro e cobre em todas as assembleias de alteração. Também são constantes teores elevados de bismuto nesses minerais, que variam entre 0.05 wt% e 0.17 wt%. Teores representativos de ouro são raros e pontuais em pirita e em calcopirita, com valores entre 0.02 wt% e 0.10 wt% dispersos por todas as fases de alteração (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 - Dados químicos representativos de análises de microsonda em pirita e calcopirita.

Elemento (wt%)	Assembleia Biotita-Carbonato			Assembleia Anfibólio-Granada					Assembleia Mg-Clorita-Carbonato				
	Pirita	Pirita	Pirita	Calcopt	Calcopt	Pirita	Pirita	Calcopt	Calcopt	Pirita	Calcopt	Calcopt	Calcopt
S	51.96	51.96	52.81	34.41	34.25	52.13	51.60	34.38	34.24	51.97	33.89	33.96	34.16
Fe	46.98	46.78	47.29	31.01	31.01	47.31	46.77	30.72	30.91	47.32	30.47	31.16	30.46
Cu	0.03	0.00	0.00	34.83	34.79	0.00	0.00	34.85	34.74	0.02	34.11	34.69	34.46
Bi	0.13	0.04	0.04	0.12	0.14	0.16	0.13	0.09	0.10	0.11	0.17	0.04	0.04
Ag	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Te	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Pb	0.01	0.16	0.04	0.01	0.02	0.19	0.05	0.03	0.04	0.00	0.04	0.01	0.09
Au	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
<b>Total</b>	99.14	98.95	100.33	100.54	100.33	99.85	98.68	100.41	100.08	99.45	98.71	99.96	99.42

### 3.7 Geoquímica das zonas sulfetadas e das assembleias de alteração hidrotermal

O depósito Artulândia apresenta teores de zinco em rocha total na ordem de 0.2% em zonas de assembleia *biotita-carbonato* e 1.4% em zonas de assembleia *anfíbólio-granada*; teores de chumbo variam entre 0.2% em zonas de assembleia de alteração *biotita-granada*, *biotita-sericita-carbonato* e 1.2% em assembleia *anfíbólio-granada*; cobre varia entre 0.2% em zonas de alterações distais até > 1% em assembleia *Mg-clorita-carbonato* (Tabela 3.6).

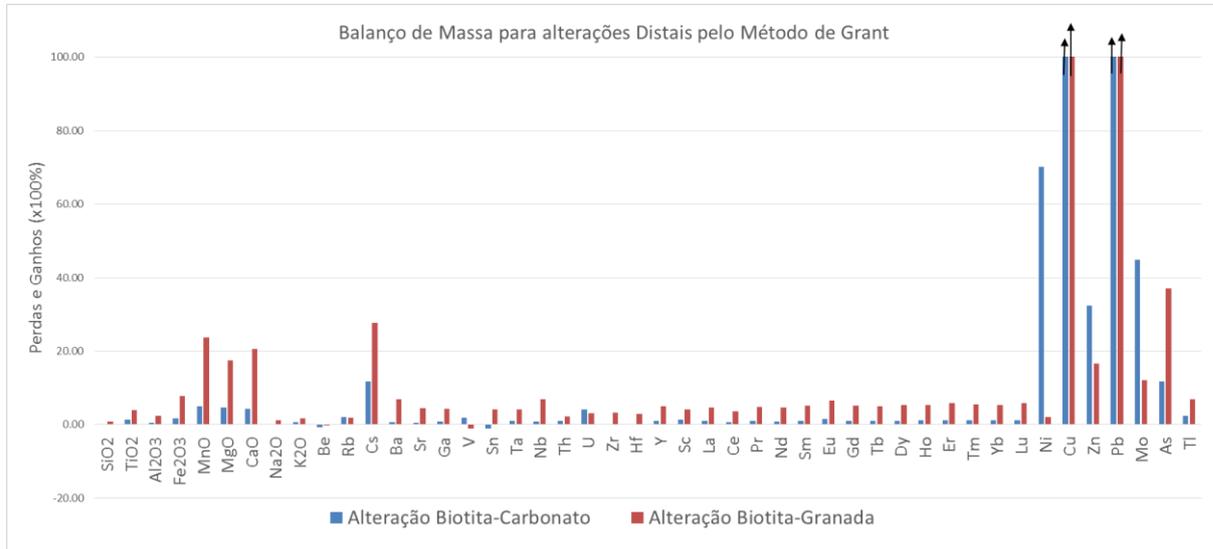
São observados teores elevados de molibdênio na ordem de 70 ppm até 180 ppm apenas em domínios de assembleia *anfíbólio-granada*. Teores de bismuto são mais expressivos: 170 ppm em assembleia *Mg-clorita-carbonato* e 700 ppm em zonas de assembleia *anfíbólio-granada*. Prata apresenta larga variação de concentração: em zonas de assembleia *anfíbólio-granada* e *Mg-clorita-carbonato* varia de 4 a 20 g/t. Os teores de ouro são da ordem de 70 a 270 ppm e estão diretamente relacionados a zonas de alta concentração de calcopirita (Tabela 3.6).

#### 3.7.1 Balanço de Massa

Rochas consideradas não alteradas hidrotermalmente foram selecionadas com base na não ocorrência de minerais hidrotermais e valores de perda ao fogo <2 (Fig. 3.20). Quando se observa a variação em elementos maiores e menores das rochas vulcânicas preservadas para rochas alteradas, pode-se estabelecer um balanço de massa, a partir do método de Grant (1986),



para alterações distais (Fig. 3.20). Em geral, as assembleias biotita-carbonato, biotita-sericita-carbonato e biotita-granada tem acréscimo em MnO, MgO e CaO em grande quantidade, e de FeO<sub>(total)</sub>, Cs, Ba, Sc e C, em menor proporção. Esta variação química é compatível com a mineralogia observada (Fig. 3.17).



**Figura 3.20 - Balanço de massa com base na geoquímica de rocha total a partir de rocha vulcânica ácida não hidrotermalizada e amostras de zonas alteradas distais a mineralização (azul – assembleia de alteração Biotita-Carbonato; vermelho – assembleia de alteração Biotita-Granada).**

As assembleias de alteração *anfíbólio-granada* e *Mg-clorita-carbonato* estão sempre acompanhadas de concentrações muito altas de sulfetos e por isso não foi possível estabelecer um balanço de massa coerente, porém, pode-se estimar o acréscimo de MgO, MnO, CaO e FeO<sub>(total)</sub> e redução de SiO<sub>2</sub> e Na<sub>2</sub>O, com base na mineralogia observada (Fig. 3.10; 3.11; Tabela 3.1).

Os elementos terras raras, especialmente os leves, tem baixo enriquecimento e/ou concentração similar em rochas alteradas com relação a rochas inalteradas, observando grandes semelhanças no comportamento entre os padrões de terras raras de zonas inalteradas e alteradas (Fig. 3.20).



Tabela 3.6 - Geoquímica de rocha total para amostras hidrotermalizadas da mineralização de Artulândia.

Assembleia: Elementos	Biotita- Carbonato	Biotita- Sericita	Biotita-Granada			Anfibólio-Granada			Clorita- Carbonato	Gossan
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	69.81	46.2	55.05	61.69	59.21	55.54	45.59	23.8	45.98	14.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	13.1	15.13	10.81	12.37	0.5	0.82	0.16	2.87	13.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.95	17.53	10.13	8	7.2	11.43	3.12	32.07	2.34	42.8
MgO	1.5	3.05	2.54	8.72	5.76	15.52	29.69	8.63	27.62	0.38
CaO	2.09	0.26	4.39	0.09	0.67	6.9	3.51	1.76	8.42	2.63
Na <sub>2</sub> O	3.56	3.19	3.55	1.15	2.69	0.1	0.01	0.02	0.16	<0.01
K <sub>2</sub> O	2.7	3.25	2.14	2.4	2.54	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.19	0.42	0.44	0.54	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.09
MnO	0.09	0.36	0.19	0.45	1.34	2.9	1.09	2.52	0.97	11.35
LOI*	1.2	9.6	6	5.5	5.4	3.6	11.5	18.8	8.1	12.4
C Total	0.25	<0.02	0.73	<0.02	<0.02	<0.02	0.23	0.59	0.72	0.6
S Total	0.62	12.7	5.34	3.34	4.89	3.34	0.04	23.8	1.44	0.07
TOTAL	99.62	96.74	99.56	99.26	97.8	96.51	95.41	87.74	96.53	97.99

\*LOI - Perda ao fogo

Ba (ppm)	599	709	1458	440	501	7	2	13	5	157
Cs	1.9	2.7	2.2	5	3.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ga	23.3	23.6	34	20.2	25.6	15.5	10.1	12.2	8.8	69.5
Hf	7.3	3.6	13.1	8.2	9.7	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	4.2
Nb	10.9	11.2	23.5	9.6	11.6	0.4	0.4	0.1	1.3	4.6
Rb	106.9	126	50.5	109.4	96.7	0.1	0.1	<0.1	0.4	1.9
Sr	85.4	27.4	163	15.8	36	10.4	1.8	2.5	22.3	3.7
Be	2	15	3	<1	4	<1	2	<1	3	2
Ta	0.9	0.7	1.2	0.6	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	1.5
Th	7	21.9	5.8	5.2	6.3	0.5	<0.2	<0.2	1	15.1
U	5.3	6.6	2.2	4.4	1.8	0.3	0.9	<0.1	1.7	5.3
Sc	7	6	8	11	14	<1	<1	<1	<1	5
V	53	12	<8	<8	<8	40	19	19	19	177
Zr	279.1	115.8	504.4	300.5	364.7	1	1.9	0.3	26.1	79.1
Y	70.3	272.3	105.6	168.5	85.4	37.7	9.8	2.2	2.8	101.3
Cu	165	1162.3	276.6	1829.5	572.3	32	0.3%*	87.7	3878.2	6359.4
Pb	636.9	1627.4	344.1	253.8	2235.3	1.0%*	0.9%*	0.8%*	0.4%*	6656.3
Zn	1265	1.5%*	345	2932	1.4%*	1.2%*	751	1.1%*	0.9%*	3539
Ni	26.4	2.9	0.6	1.4	6.9	1.9	2.2	12.4	3	5.7
Mo	3.4	7	0.5	1.4	3.3	127.1	5.3	76.3	2.7	294.9
Ag	3	11.1	2.2	2	13.3	66.5	14g/t*	6g/t*	51.6	7.9
Au (ppb)	1.5	5.7	7	1.7	2.1	5.8	75.6	42.1	270.3	73.9
As	6.6	31.9	10.2	8.5	24.4	1.5	5	34.1	2.4	139.8
Bi	5.4	8.3	12	2.3	6.6	167.8	170	770.7	179.6	3.3
Sb	<0.1	0.8	<0.1	0.2	0.9	<0.1	3.6	<0.1	6	11.9
Se	2.7	<0.5	21.5	13.4	1.4	<0.5	21.2	0.5	2.9	4.9
Hg	0.04	1.78	0.04	0.16	0.77	0.73	2.53	4.35	2.45	11.89

\*Dados fornecidos pela Brazil Resources Inc.

La	34.1	40.1	48.1	28.4	35.9	9.9	8.9	0.9	2.1	12.5
Ce	75.1	96.1	108	92.9	83.1	20.7	3.7	2	4.9	24.8
Pr	9.07	12.39	13.47	14.32	10.28	2.32	3.04	0.21	0.64	4.04
Nd	38.1	53.6	58.4	72.7	43.7	9.1	13.7	0.8	2.5	16.9
Sm	9.02	16.29	14.45	21.09	10.67	2.43	3.51	0.35	0.51	6.24
Eu	1.85	2.16	2.92	3.81	2.73	0.82	0.77	0.1	0.32	1.71
Gd	10.46	23.48	16.14	26.27	12.81	3.82	2.75	0.36	0.54	10.87
Tb	1.91	5.13	2.92	4.98	2.35	0.86	0.52	0.05	0.09	2.84
Dy	11.72	36.86	18.63	32.06	15.34	5.62	2.93	0.42	0.46	19.34
Ho	2.89	9.84	4.45	7.18	3.65	1.26	0.62	0.07	0.1	4.71
Er	8.65	34.54	13.65	21.29	11.24	3.76	1.54	0.16	0.21	15.45
Tm	1.33	5.88	2.03	3.15	1.63	0.5	0.23	0.02	0.04	2.52
Yb	8.65	40.86	12.65	19.79	10.74	2.75	1.3	0.18	0.23	16.38
Lu	1.22	6.3	1.96	2.78	1.58	0.37	0.15	0.02	0.03	2.27
Σ REE	214.07	383.53	317.77	350.72	245.72	64.21	43.66	5.64	12.67	140.57



### 3.8 Composição isotópica de enxofre

Os sulfetos relacionados à mineralização de Artulândia apresentam variação restrita em valores de  $\delta^{34}\text{S}$ . Em geral, valores de  $\delta^{34}\text{S}$  oscilam entre +8.77‰ e +10.99‰ (Tabela 3.7). Valores constantes e positivos, como os observados, indicam que apesar do metamorfismo imposto nestas rochas, preservou-se o fracionamento inicial de enxofre nos sulfetos.

Separadamente, valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para assembleias distintas se dão da seguinte forma: em assembleia *biotita-sericita-carbonato*, os valores variam entre +9.74‰ e + 10.99‰; para a assembleia de alteração *biotita-granada* os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  ficaram entre +9.88‰ e +10.47‰; e a assembleia *anfíbólio-granada* apresenta valores que vão de +8.77‰ até +10.56‰ (Tabela 3.7).

Tabela 3.7 - Resultado de análise pontual em pirita para isótopos de enxofre.

Análise	Assembleia	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$
023-DDH09a	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+10.51
024-ART09b	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+10.29
025-DDH09c	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+10.99
026-DDH09a	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+10.43
027-DDH09b	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+10.30
028-DDh09c	Biotita-Sericita-Carbonato	Pirita	+09.74
012-DDH04a	Granada-Biotita	Pirita	+10.49
013-DDH04b	Granada-Biotita	Pirita	+10.13
018-DDH07a	Granada-Biotita	Pirita	+10.17
019-DDH07b	Granada-Biotita	Pirita	+10.47
020-DDH07c	Granada-Biotita	Pirita	+09.88
003-PB1a	Anfíbólio-Granada	Pirita	+10.56
004-PB1b	Anfíbólio-Granada	Pirita	+10.33
005-PB2a	Anfíbólio-Granada	Pirita	+09.72
006-PB2b	Anfíbólio-Granada	Pirita	+09.52
007-PB2c	Anfíbólio-Granada	Pirita	+09.26
010-PB3a	Anfíbólio-Granada	Pirita	+08.77
011-PB3b	Anfíbólio-Granada	Pirita	+08.91

### 3.9 Discussão

As assembleias minerais metamórficas observadas, bem como a geoquímica, a química mineral e a distribuição espacial com relação à mineralização, mostram que núcleos de sulfetos maciços são controlados por zonas de alteração hidrotermal concordantes a semi-concordantes. As alterações são de mineralogia simples (Fig. 3.7; 3.9) e incluem assembleias com predominância de biotita-carbonato, biotita-sericita-carbonato, biotita-espessartita pobre em ferro, Fe-tremolita-Fe-espessartita, clinocloro-carbonato (Fig. 3.17). Essas assembleias resultam do metamorfismo de protólitos félsicos e máficos previamente alterados, com depleção em Si, Na e  $\pm$  Ca e enriquecimento em Mg, Mn,  $\text{CO}_2$  e Fe. Estima-se que próximo à zona mineralizada (assembleias proximais) se intensifica a entrada de fluidos ricos em Mg, Fe



e Ca, além de Mn e CO<sub>2</sub>, evidente nas paragêneses hidrotermais Fe-tremolita-espessartita e clinocloro-carbonato. Nessas zonas também se observa lixiviação de K, Na e Si.

O zoneamento composicional é pouco nítido na maioria dos sulfetos observados. Recristalização e obliteração de texturas originais podem ser responsáveis pela homogeneização composicional revelada por estudos de química dos sulfetos, que demonstram não haver variações significativas no conteúdo de elementos-traço. Porém, nos minerais silicáticos o zoneamento de ferro é observado: nas zonas ricas em núcleos de sulfetos maciços ocorre aumento de ferro na estrutura da granada e da tremolita. A presença dessas variações indica que, apesar do metamorfismo superimposto, os minerais metamórficos podem ter herdado a assinatura química das fases formadas durante os processos hidrotermais e podem ser considerados vetores de interpretação do depósito.

A presença de inclusões de calcopirita em esfalerita (*chalcopyrite disease*) é bastante frequente em depósitos de metais base do tipo Kuroko, sendo essa textura relacionada a reação de ferro contido em esfalerita com fluidos hidrotermais de alta temperatura ricos em Cu<sup>+</sup> (Barton & Bethke 1987; Eldridge et al. 1988; Bortnikov et al., 1991). Esse processo, segundo Eldridge et al. (1988), estaria relacionado com a formação dos corpos ricos em calcopirita (*yellow ore*), após a formação de esfalerita e galena (*black ore*). A presença da textura *chalcopyrite disease* na zona mineralizada do depósito de Artulândia, e a presença de galena e bismuto tardios sugerem paragênese similar a depósitos vulcanogênicos conhecidos (Franklin et al., 2005). Ainda assim, calcopirita e galena que ocorrem nas bordas dos cristais de esfalerita com contornos poligonais podem indicar reequilíbrio devido a metamorfismo, de forma análoga à descrita em depósitos do tipo vulcanogênico metamorfisados (Franklin et al., 2005).

A assembleia tremolita-espessartita é a assembleia metamórfica proximal mais comum e pervasiva associada à mineralização de Artulândia. É resultante do metamorfismo da alteração hidrotermal pré-existente possivelmente composta de filossilicatos (clorita e/ou sericita) ou argilo-minerais (Mg-smectita ou illita) e carbonato, que se desenvolveu em rochas vulcânicas (Fig. 3.7; 3.9; 3.17). Esse fato induz à interpretação e comparação com sistemas magmáticos-hidrotermais onde ocorre a interação de fluidos hidrotermais em sequências vulcanossedimentares de contexto vulcanogênico (Tornos et al., 2015; Huston et al., 2010; Galley et al., 2007), como o depósito de Thalanga, North Queensland, na Austrália, onde as paragêneses de alteração também são caracterizadas pela presença de tremolita-clorita-carbonato (Paulick et al., 2001).



As razões  $Mg/(Mg + Fe)$  dos minerais de anfibólio (Tabela 3.1) são relativamente altas, acima de 0.8, e, além disso, a presença de talco indica que as rochas encaixantes foram enriquecidas em fluidos hidrotermais com presença de Mg. Nesse sentido, é possível que Mg seja derivado da água do mar que percola em profundidade e se incorpora ao sistema hidrotermal, possivelmente misturando-se com fluidos hidrotermais profundos. Situação semelhante é observada nos depósitos de sulfeto maciço de origem vulcanogênica de Kristineberg e Bergslagen, Suécia (Trägårdh 1991, Hannington et al., 2003) e Mattagami Lake Mine, Canadá (Costa et al., 1983). Nesses depósitos clorita e anfibólio anormalmente ricos em Mg e a presença de talco são considerados relacionados com extensos halos de alterações hidrotermais causadas por fluidos derivados da água do mar, que circularam por grandes profundidades abaixo do assoalho oceânico.

Associado a sistemas vulcanogênicos, também são comuns processos hidrotermais distais ou em zonas de conduto e recarga (*stringer-ore* ou *stockwork zone*) (Fig. 3.19). Nesses processos é observada a substituição de estruturas vulcânicas primárias, como matriz vítrea em rochas máficas por clorita, quartzo, epidoto e carbonato (Franklin et al., 2005) ou ainda sericita, quartzo e carbonato (e traços de epidoto) em rochas félsicas. (Franklin et al., 2005; Alt, 1999). Alterações em zona de conduto acarretam em ganho de Na, perda de Ca e ainda leve enriquecimento em Mg (hidrólise de Mg). Alterações hidrotermais distais observadas em rochas vulcânicas ácidas hospedeiras do depósito Artulândia se assemelham mineralogicamente a este processo hidrotermal, onde é possível observar o enriquecimento em carbonato, sericita, biotita e epidoto, em menor proporção, acompanhados de disseminações de sulfetos.

A associação metálica observada na mineralização, Zn-Pb-Cu-Ag-Bi, é sin-genética às alterações observadas. A forma de ocorrência dos sulfetos como núcleos maciços interpretados como lentes ou de forma disseminada, a ausência de veios ricos e a baixa ou ausente concentração de Au são fatores limitantes para a gênese da mineralização. A associação de metais base em lentes ou disseminados é extensamente observada em depósitos vulcanogênicos e sedimentares já conhecidos (Groves & Bierlein, 2007; Kerrich et al., 2005).

Depósitos vulcanogênicos apresentam enriquecimento em chumbo de acordo com a progressão hidrotermal e o tempo, um padrão que é parcialmente relacionado à abundância de sucessões vulcânicas dominadas por rochas félsicas (Huston et al., 2010). Como observado texturalmente na mineralização de Artulândia, galena é em sua maioria tardia e preenche espaços em esfalerita, pirita e calcopirita, mostrando enriquecimento tardio em Pb,



possivelmente relacionado à abundância de rochas vulcânicas ácidas participantes do sistema hidrotermal observado.

Por outro lado, depósitos ricos em cobre são associados com rochas primitivas como lavas vulcânicas bimodais (basaltos-boninitos-riolitos), enquanto depósitos ricos em zinco são associados a sucessões dominadas por rochas vulcanoclásticas ácidas (Franklin et al., 2005). A mineralização de Artulândia apresenta teores relevantes de cobre apenas em alterações relacionadas a rochas vulcânicas básicas, que são restritas. A predominância de teores elevados de zinco é colaborada pela abundância de sucessões vulcânicas félsicas.

Mineralizações vulcanogênicas comumente contém horizontes exalativos ferruginosos e manganíferos, indicando atividade hidrotermal sob assoalho oceânico. Depósitos vulcanogênicos exalativos pré-cambrianos em *back-arcs* são comumente compostos por bandamento fino de material vulcânico e sulfetos de metais base. Acompanham esses depósitos formações ferríferas do tipo Algoma, principalmente fácies óxido que tem importante concentração de ferro e manganês (Galley et al., 2007).

A alteração hidrotermal e associação de metais da mineralização de Artulândia é similar, em vários aspectos, a modelos de depósitos do tipo vulcanogênico hospedado em sequência vulcânica bimodal dominada por rochas félsicas (Franklin et al., 2005; Huston et al., 2010).

### 3.9.1 Concentração de bismuto no depósito Artulândia e possíveis implicações

O bismuto está concentrado no depósito Artulândia com valores próximos a 600 ppm. Ocorre como elemento estrutural da galena, pirita e calcopirita e na forma nativa. Isso indica que Bi se formou em cronologia direta com os principais sulfetos da zona mineralizada e ainda, a partir de exsoluções destes gerou-se o elemento nativo em menor escala. Bismuto é comum em sistemas hidrotermais relacionados a intrusões (*gold only deposits* ou *intrusion-related gold systems*; Baker et al., 2005; Hart, 2007) e *Skarns* de Au (Cockerton and Tomkins, 2012), porém essa tipologia de depósito não se enquadra ao depósito Artulândia. Sua expressiva concentração na mineralização de Artulândia pode ser considerada evidência de contribuição magmática no sistema hidrotermal (Mercier-Langevin et al., 2014b). Altas concentrações de bismuto em sistemas hidrotermais podem acarretar em enriquecimento em Au, principalmente em depósitos vulcanogênicos (Mercier-Langevin et al., 2014b), porém, no caso da mineralização de Artulândia esse fato não foi observado.



A evidência apresentada acima sugere que o enriquecimento em Bi da mineralização de Artulândia é resultado de contribuição magmática no sistema gerador da mineralização. A contribuição magmática está de acordo com contexto tectônico da área, onde são observados corpos intrusivos correlatos à sequência vulcanossedimentar hospedeira do depósito. Conseqüentemente, uma configuração favorável poderia ser observada durante a formação da mineralização onde ocorreria percolação de fluidos quentes em zonas de extensão próximas a sequência vulcânica.

### 3.9.2 Fontes de Enxofre

A composição isotópica de enxofre, em torno de +10‰ para o depósito Artulândia é compatível com diversos depósitos vulcanogênicos conhecidos, a maioria dos depósitos tendem a mostrar valores entre 0‰ e +20‰ (Fig. 3.21) e raramente apresentam valores negativos para  $\delta^{34}\text{S}$  (Huston et al., 2010; Franklin et al., 2005; Seal, 2006). Diversos ambientes e depósitos também contemplam valores nesta ordem. Desta forma, se faz necessário aliar informações de assembleias hidrotermais e estilo de mineralização para a determinação e comparação de dados de isótopos de enxofre para sulfetos. Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  próximos a zero são considerados de origem magmática, enquanto valores muito positivos próximos a +20‰ são considerados de origem de fluidos marinhos (Fig. 3.21) (Farquhar et al., 2010; Pirajno, 2009). Como a mineralização de Artulândia mostra valores intermediários, o ambiente proposto é de interação de fluidos marinho-magmáticos (Fig. 3.21). Admite-se que os sulfetos se formaram com contribuição de ambos os sistemas.

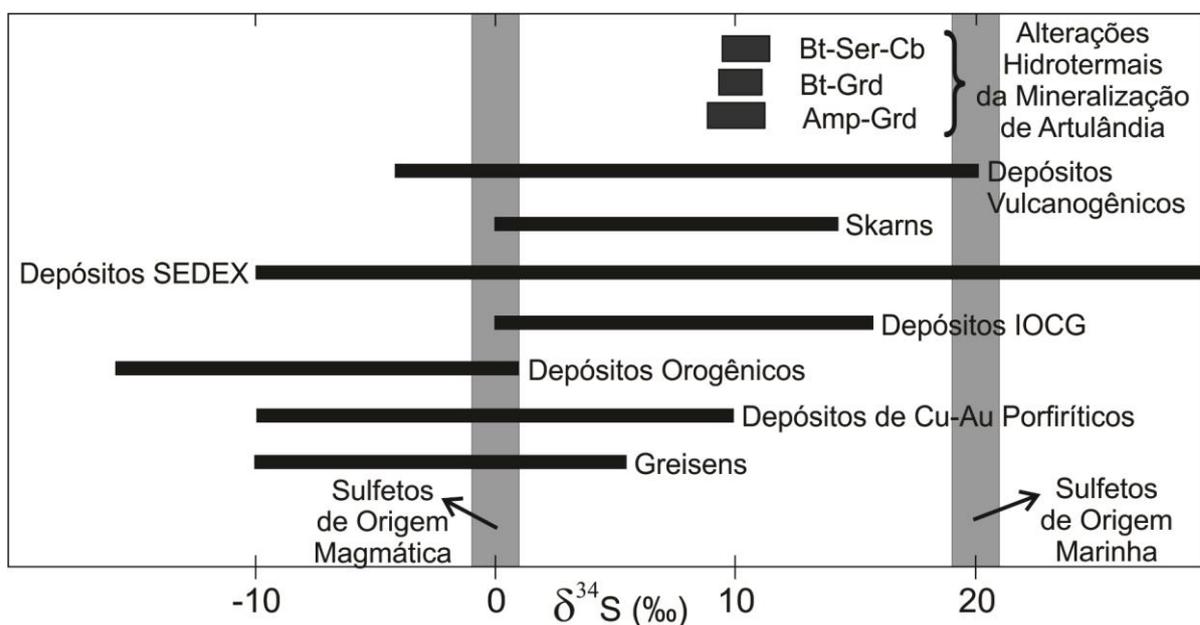
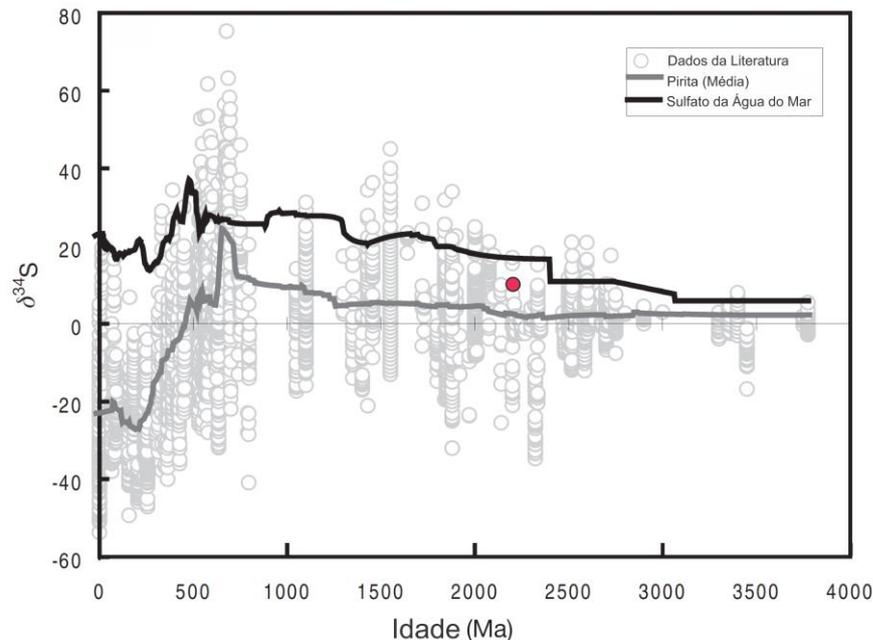


Figura 3.21 - Gráfico comparativo de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita para diversos depósitos conhecidos e o depósito Artulândia, valores retirados de Pirajno (2009).



Como descrito por Huston et al. (2010) isótopos de enxofre pré-cambrianos em depósitos de sulfetos vulcanogênicos têm valores positivos próximos a zero e variação limitada. Em contraste, depósitos de idade fanerozóica apresentam grande variação em valores de  $\delta^{34}\text{S}$  nos sulfetos (Fig. 3.22) (Farquhar et al., 2010). Observa-se uma limitação na variação dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  na mineralização de Artulândia, muito semelhante ao observado em valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em sulfetos de origem vulcanogênica ao longo do período pré-cambriano (Fig. 3.22).



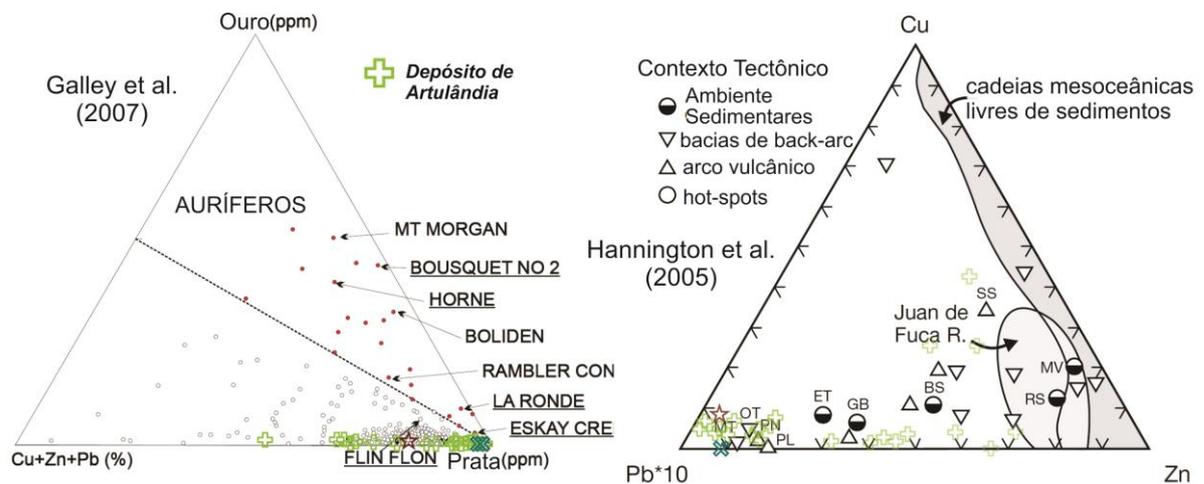
**Figura 3.22** – Variação de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  ao longo do tempo para pirita e estimativa de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para sulfatos de origem marinha. Em vermelho valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para depósito de Artulândia. Valores compilados de Farquhar et al. (2010).

### 3.9.3 Proposta de enquadramento tectônico do depósito polimetálico Artulândia

O depósito Artulândia está hospedado em sequência vulcânica bimodal com dominância de rochas félsicas. Estas rochas vulcânicas são majoritariamente peraluminosas, apresentam assinatura compatível com ambientes de extensão (anorogênico) e  $\epsilon_{\text{Nd}}$  positivo. Em associação direta com esta sequência são observadas rochas intrusivas tonalíticas-granodioríticas, calcio-alcalinas, de assinatura compatível com granitos gerados em ambiente de arcos vulcânicos. Ambas as unidades estão diretamente relacionadas em um grande ambiente tectônico de Arco Magmático Paleoproterozóico. Devido à contextualização tectônica e geológica destas unidades, correlação geoquímica/geocronológica clara, mineralogia e petrologia, foi estabelecido que as rochas vulcânicas, hospedeiras do depósito, pertencem ao domínio tectônico de *back-arc* deste arco Magmático Paleoproterozóico.



Os dois grandes contextos tectônicos associados a depósitos dominados por rochas vulcânicas félsicas, com base em classificação de Huston et al. (2010), são sucessões bimodais dominadas por rochas félsicas e sucessões siliciclásticas-félsicas, ambas formadas tipicamente em ambiente de arco continental. Sobretudo, nesses ambientes geotectônicos se desenvolvem extensões locais com componente convergente (*back-arc* epicontinental e arcos de margem-continental) e pequenas extensões ou divergências (rifte continental submarino) (Huston et al., 2010). Com base na classificação de Huston et al. (2010), o ambiente de formação da mineralização de Artulândia deve ser classificado, guardadas as proporções, como um *back-arc* epicontinental em sucessão bimodal dominada por rochas félsicas. Em uma classificação mais genérica estabelecida por Hannington et al. (2005), com base no conteúdo metálico do depósito, Artulândia tem similaridade com ambientes do tipo bacias de *back-arc* e ambientes de arco vulcânico, não-auríferos (Zn > Pb > Cu) (Fig. 3.23).



**Figura 3.23 - Diagramas de classificação para depósitos de metais base considerando seu conteúdo metálico. Retirado de Galley et al. (2007) e Hannington et al. (2005). Dados fornecidos pela Brazil Resources Inc.**

A mineralização mostra alteração hidrotermal simples, onde é dominante metassomatismo magnésiano, característico de sistemas hidrotermais em assoalho oceânico. As alterações secundárias de manganês, ferro e CO<sub>2</sub> e o conteúdo metálico (Zn-Pb-Cu-Ag) são compatíveis com depósitos vulcanogênicos conhecidos e corroboram com o contexto de mineralização vulcanogênica para Artulândia. O termo “vulcanogênico” não considera apenas depósitos que se hospedam ou ocorrem em ambiente dominado por vulcanismo, mas também aqueles que são genericamente relacionados a vulcanismo, independentemente de em qual sucessão se hospeda o depósito (Franklin et al., 2005). O termo também elimina o caráter da ocorrência maciça dos depósitos, podendo eles serem ou não maciços. No caso do depósito



Artulândia, o caráter maciço em extensões quilométricas provavelmente foi desfeito pela deformação e/ou por intenso intemperismo, constatado pela grande ocorrência de *gossans* na região do depósito. Outro fator importante observado na mineralização de Artulândia é a atividade magmática, fluidos magmáticos foram importantes para a concentração de bismuto em teores interessantes, além de serem considerados fonte de calor para a condução de fluidos convectivos no sistema hidrotermal (Franklin et al., 2005).

Em contrapartida, não foram observados minerais de sulfatos, como barita, que são muito comuns em ambientes vulcanogênicos e depósitos associados, sendo estes minerais importantes na contribuição de fluidos hidrotermais e precipitação de sulfetos. O depósito é paleoproterozóico. Neste período a aparição de sulfatos nos ambientes oceânicos ainda era rara. Diversos *trends* de isótopos de enxofre mostram que do Neoarqueano até o Fanerozóico a oxidação da atmosfera e hidrosfera foi progressiva, resultando no incremento da concentração de sulfato oceânico ao longo do tempo (Huston et al., 2010).

#### 3.9.4 Comparação com Depósitos Conhecidos e implicações para Faixa Brasília

Domínios de *back-arc* continentais contêm os mais economicamente importantes distritos de depósitos vulcanogênicos no mundo (Galley et al., 2007). Esses ambientes são dominados por sequências vulcânicas bimodais ± formações ferríferas. Incluem-se nessa classificação, *Bathurst Camp*, Canadá de idade Ordovisiana (van Staal et al., 2003), *Finlayson Lake*, também no Canadá (Piercey et al., 2001). Outros exemplos pelo mundo incluem *Golden Grove Camp* no Oeste da Austrália, de idade Arqueana (Sharpe and Gemmel, 2002), Distrito de Bergslagen na Suécia, de idade Paleoproterozóica (Allen et al., 1996), *Iberian Pyrite Belt* de idade Devoniana (Carvalho et al., 1999) e partes do Sul do distrito VMS de Ural na Rússia e Cazaquistão, também de idade Devoniana (Franklin et al., 2005).

Todos estes depósitos apresentam cerca de 5 milhões de toneladas em minério e conteúdo metálico na ordem de 5 wt% para Zn, 1.5 wt% para Pb, 1 wt% para Cu, 80 g/t para Ag e 2 g/t para Au (Galley et al., 2007). Quando visualizamos o depósito Artulândia, sua restrição espacial e restrição de conteúdo metálico é nítida, porém, como informado acima, o ambiente de formação deste favorece a geração de depósitos economicamente importantes no mundo. A importância do depósito Artulândia está no contexto tectônico interpretado para suas rochas hospedeiras, e a possibilidade de expansão do conhecimento deste tipo de domínio tectônico na região e, ainda, possíveis implicações para prospectos em contextos similares de arcos magmáticos e sequências vulcanossedimentares paleoproterozóicos que ocorrem na Faixa



Brasília, são exemplos Arco Magmático Campinorte (Cordeiro et al., 2014), Arco Magmático Silvânia (Fischel et al., 2001), Sequência Rio do Peixe (Araújo Filho, 2000), Sequências Paleoproterozóicas embasamento Nordeste da Faixa Brasília (Sousa, 2015).

### 3.10 Conclusão

O Domínio de Artulândia é constituído por uma sequência metavulcanossedimentar bimodal dominada por rochas vulcânicas félsicas intrudida por rochas tonalíticas-granodioríticas. O domínio é contextualizado em um ambiente de arco e *back-arc* de idade Paleoproterozóica relacionado a grande evento de crescimento crustal durante o período Riaciano. Rochas máficas e félsicas hospedam depósito polimetálico vulcanogênico aflorante de Zn-Pb-Cu-Ag-Bi que vem acompanhada de alteração hidrotermal típica de sistemas hidrotermais relacionados a ambientes oceânicos. O depósito foi afetado por metamorfismo que atingiu facies anfíbolito e ainda sofreu intemperismo resultando em *gossans*. Importante componente magmático é observado na mineralização por anomalias de bismuto que, provavelmente, se envolveu em processos com presença de fluidos de origem marinha, corroborado pelos valores obtidos de  $\delta^{34}\text{S}$  para sulfetos.

A mineralização de Artulândia é interpretada como vulcanogênica originada em *back-arc* dominado por rochas félsicas em arco magmático continental Paleoproterozóico. No mundo, esse contexto tectônico é formador de depósitos de grande importância econômica. O depósito Artulândia vem para contribuir para geração de novos vetores prospectivos na Faixa Brasília.



## 4. CONCLUSÕES DO TRABALHO E RECOMENDAÇÕES PARA PESQUISAS FUTURAS

A descoberta de uma nova ocorrência mineral em uma área de contexto incerto proporcionou o estudo e caracterização geológica de um novo domínio geológico aflorante entre Goianésia e Jaraguá. A caracterização feita com base em mapeamento geológico, petrografia, análises geoquímicas e geocronologia Sm-Nd e U-Pb resultou na individualização de uma nova unidade geotectônica.

A Sequência Vulcanossedimentar de Artulândia e rochas intrusivas associadas, de idade Paleoproterozóica é uma extensão do Arco Magmático Campinorte. Os dados obtidos permitem dessa forma tecer importantes considerações a respeito do papel deste terreno na evolução e gênese crustal Riacciana e implicações para a formação da Faixa de Dobramentos Neoproterozóica Brasília. Além disso, esta unidade é hospedeira de mineralizações que também foram alvo de estudo.

O depósito de Artulândia, associado a rochas de Arco Magmático Paleoproterozóico, é polimetálico de origem vulcanogênica não usual em sequência vulcanossedimentar de *back-arc* continental.

### 4.1 Sequência Vulcanossedimentar Artulândia e rochas intrusivas associadas

Estas rochas representam um evento acrescionário correlacionável a um episódio orogênico de escala mundial, responsável por geração de crosta juvenil que apresenta registros em todos os continentes.

A sequência vulcanossedimentar compreende sucessão de rochas vulcânicas félsicas e máficas, com intercalações lenticulares de rochas metassedimentares detríticas e químicas, o que sugere a formação em ambiente marinho, próximo a um centro vulcânico. Tais rochas foram submetidas a deformação em pelo menos dois eventos, atingindo facies anfíbolito e retrometamorfismo em facies xisto verde. Análises geoquímicas indicam que estas rochas se formaram em ambiente intracontinental em cerca de 2.142 Ma, porém, análises isotópicas Sm-Nd e associação direta com rochas intrusivas de arco magmático reforçam a hipótese de serem rochas geradas em bacia de *back-arc* em um arco continental.



As rochas intrusivas associadas à sequência incluem metatonalitos e metagranodioritos pouco deformados. Análises geoquímicas indicam origem em arco vulcânico em contexto similar à geração de rochas adakíticas. Idades U-Pb em zircão variam entre 2.130 e 2.156 Ma para estas rochas. Assinatura isotópica Sm-Nd, por sua vez, aponta o caráter juvenil com valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$  e  $T_{DM}$  em torno de 2.3 Ga. Esses dados sugerem que tais intrusões estão relacionadas diretamente à gênese da sequência vulcanossedimentar.

Terrenos Paleoproterozóicos encontram-se expostos em segmentos da Faixa Brasília, tais como o Arco Silvânia a sul, o Arco Campinorte a Noroeste e as rochas do Terreno Almas-Conceição do Tocantins a Nordeste. A correlação do Domínio de Artulândia com o Arco Campinorte é muito nítida, tanto petrográfica, quanto geoquímica e geocrológica. Assim, o Domínio Artulândia é considerado uma extensão alóctone do Arco Magmático Campinorte.

Demais ocorrências Paleoproterozóicas no Brasil são descritas nos crátons São Francisco, São Luís e Amazônico e na Província Borborema. Ainda é possível fazer uma analogia destes terrenos da plataforma sul-americana com os Cráton do Congo e Oeste Africano.

Nesse sentido, futuramente estudos de palomagnetismo dos terrenos Paleoproterozóicos na Faixa Brasília poderiam avançar o conhecimento e correlação entre estas rochas. Além disso, muitas rochas Paleoproterozóicas, consideradas embasamento da Faixa Brasília, foram descobertas em atualizações de mapeamento em áreas anteriormente consideradas de coberturas metassedimentares. Porém, ainda é extensa a área de ocorrência destas rochas sedimentares (Fig. 1.5) e provavelmente ainda existem rochas de embasamento não descobertas nesta região. Espera-se que com o avanço do mapeamento geológico no Brasil novos terrenos Paleoproterozóicos sejam identificados agregando informação para o entendimento da evolução e formação da Faixa Brasília e Paleocontinentes Proterozóicos. Com relação ao Domínio Artulândia, rochas máficas seriam alvos interessantes para uma abordagem geoquímica e geocronológica mais detalha apesar de existirem raras ocorrências de afloramentos preservados.



## 4.2 Depósito Polimetálico Artulândia

Este trabalho representa a tentativa de contextualizar ocorrência mineral recém descoberta em um domínio geológico Paleoproterozóico. O depósito Artulândia está hospedado em uma sucessão vulcânica dominada por rochas félsicas, pertencente a Sequência Metavulcanossedimentar de Artulândia, de idade Paleoproterozóica.

O depósito é composto por lentes de sulfeto maciço a semi-macioso rico em pirita, esfalerita e calcopirita. Estes minerais apresentam substituições de galena, carbonatos de Fe, Zn, Pb e bismuto nativo. A zona mineralizada mostra intercrescimento com alterações do tipo magnesianas-manganesíferas composta por tremolita, espessartita, clinocloro e carbonato. Ainda são observadas alterações distais compostas de biotita, sericita, granada e clorita.

A associação metálica e o tipo de alteração observado indicam que a mineralização é do tipo vulcanogênica metamorfisadas em facies anfíbolito. Aliada às informações das rochas hospedeiras, a mineralização de Artulândia tem origem em uma bacia subaquosa de *back-arc* em arco magmático continental Paleoproterozóico (Fig. 4.1).

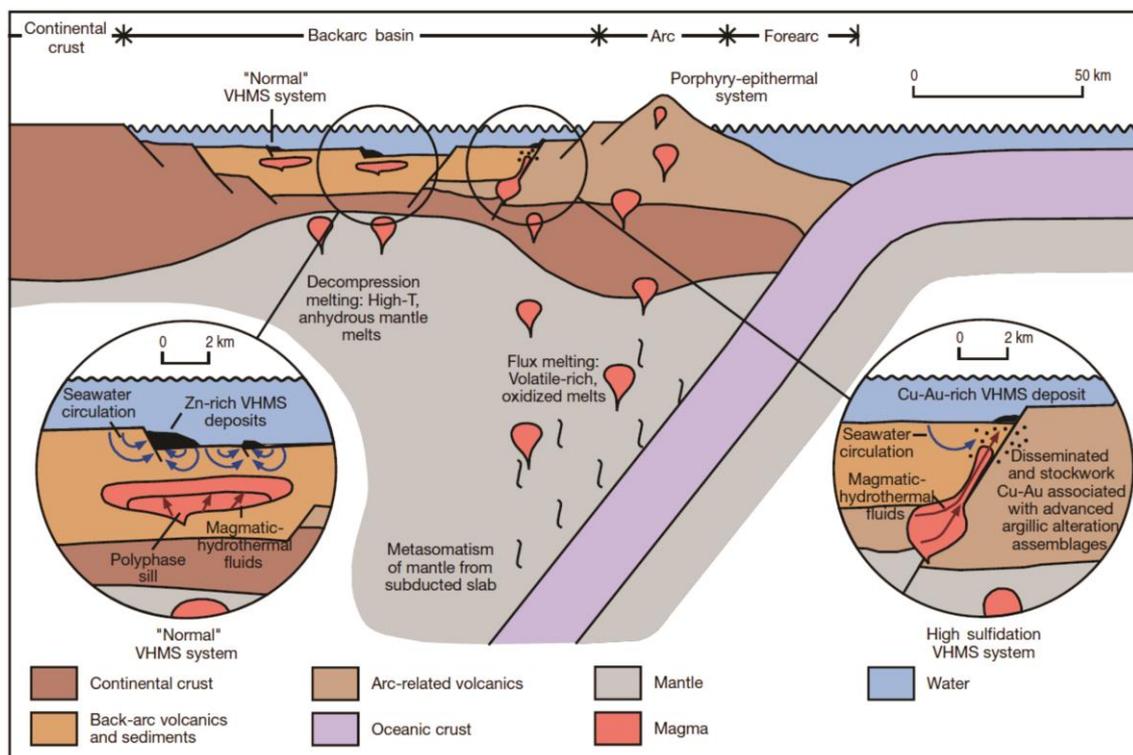


Figura 4.1 – Classificação tectônica para depósitos vulcanogênicos segundo de Huston et al. (2010).



Apesar de ser uma mineralização restrita, o depósito Artulândia tem um papel prospectivo importante em novos alvos em rochas Paleoproterozóicas na Faixa Brasília. Depósitos vulcanogênicos originados em *back-arc* dominado por rochas félsicas (Fig. 4.1) têm grande importância econômica em diversos continentes, tanto em expressão quantitativa quanto qualitativa. No Brasil e na Faixa Brasília, o evento de crescimento crustal Riachão relacionado a formação da mineralização de Artulândia é economicamente pouco conhecido, os depósitos mais conhecidos estão relacionados ao evento Neoproterozóico ou a eventos Arqueanos. O depósito Artulândia inicia o preenchimento de lacunas no entendimento de eventos metalogenéticos na plataforma Sul-Americana (Fig. 4.2).

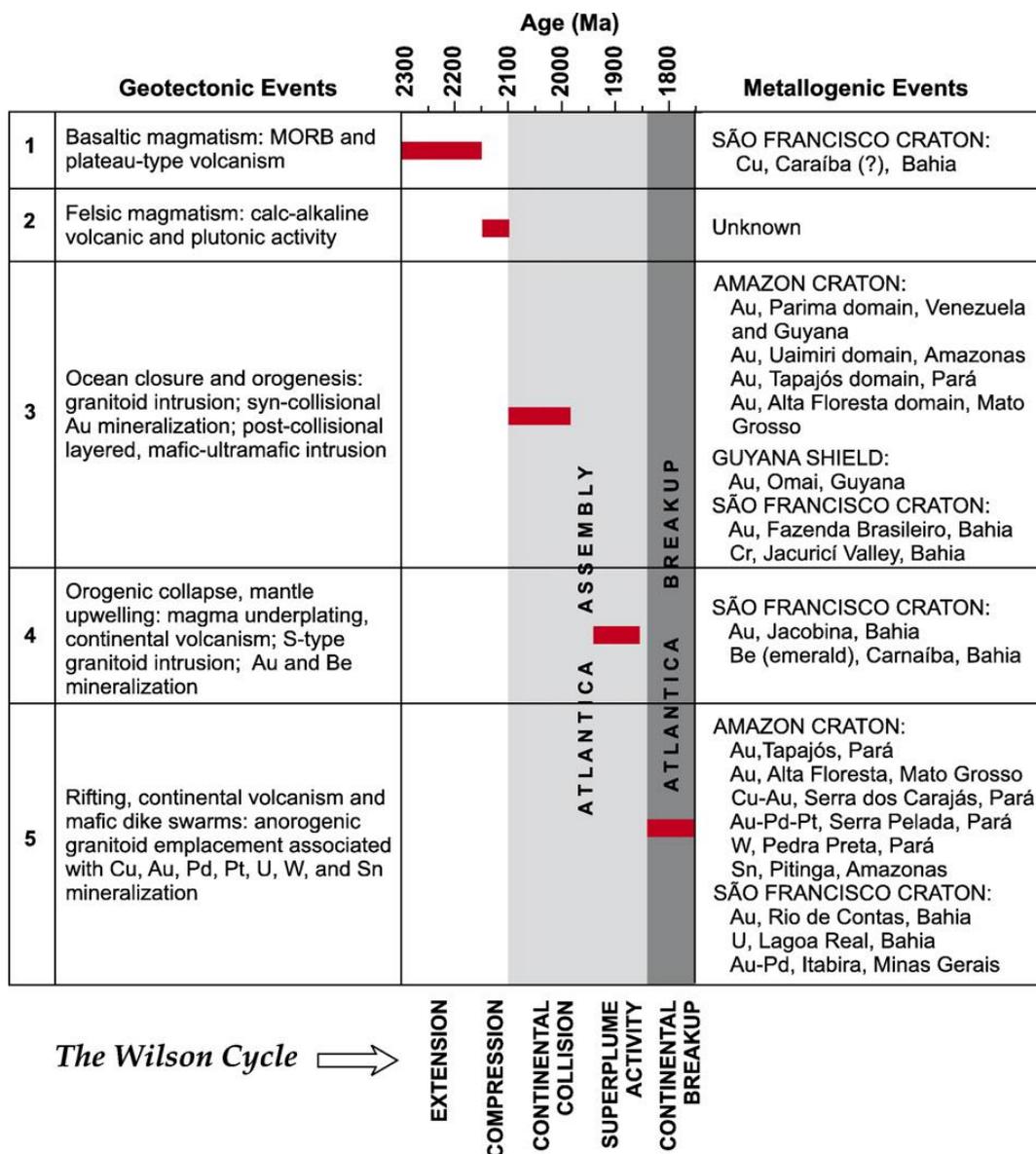


Figura 4.2 – Ciclo metalogenético Paleoproterozóico da Plataforma Sul-Americana. Em cinza período de crescimento crustal rápido compreendendo a formação de Atlantica. (Teixeira et al. (2007)).



## 5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albarede, F. et al., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 2725-2744.
- Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A., Christofferson, H., 1996, Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag (Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden: *Economic Geology*, v. 91, p. 979-1008.
- Almeida de, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves de, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews* 17, 1–29.
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Botelho, N.F., Lima, O.N.B., Machado, M.A., Almeida, T., 2007. Nota Explicativa das folhas SD.23-V-C-III (Monte alegre de Goiás), SD.23-V-C-V (Cavalcante), SD.23-V-C-VI (Nova Roma). CPRM, 2007. 65 pp.
- Alt, J.C. 1999, Hydrothermal alteration and mineralization of oceanic crust: Mineralogy geochemistry and processes: *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 133–155.
- Araújo Filho, J.O. de. 1999. Structural Characteristics and Tectonic Evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil: Ph.D. Thesis: University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, Illinois, 417p.
- Araújo Filho, J. O. de. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasileiro fold-thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1): 144-148.
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics* 388, 173-185.
- Baker, T., Pollard, P.J., Mustard, R., Mark, G., and Graham, J.L., 2005, A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: Implications for exploration: *Society of Economic Geologists Newsletter* 61, p. 5–17.
- Barker F (1979) Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker F (ed) *Trondhjemites, dacites and related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 1–12.
- Barton P.B. & Betchke P.M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *The American Mineralogist*, 72: 451-467.
- Bornikov N.S., Genkin A.D., Dobrovol'kaya M.G., Muravitskaya G.N., Filimonova A.A. 1991. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation, or “disease”? *Economic Geology*, 86: 1070-1082.



- Botelho, N.F. and Moura, M.A. (1998) Granite-ore deposit relationship in Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 427-438.
- Botelho, N.F., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Laux, J.L., Junges, S.L., 2006. The Paleoproterozoic Aurumina granite Suite, Goiás and Tocantins, whole rock geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotopic constrain. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. Brazil, IGCP 509*, 9-21.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23–40.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Fetter, A.H. 2001. Noroeste da África-Nordeste do Brasil (Província Borborema): ensaio comparativo e problemas de correlação. *Geologia USP-Série Científica*, 1(1): 59-78.
- Brito Neves, B.B., 2011. The Paleoproterozoic in the South American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 270-286.
- Brito Neves, B.B.; & Fuck, R.A.; 2014. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research* 244, 75-86.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 99–114p.
- Carr, M.J.; and Gazel, E. 2006. Evolution of Igpert, a Graphics and Modeling Program for Igneous Petrology. Internal Documentation. 37p.
- Carvalho, D., Barriga, F.J.A.S., and Munha, J., 1999, Bimodal-siliciclastic systems - The case of the Iberian Pyrite Belt, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 375-402.
- Castillo, P. R. 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135, 204-316.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22:200-206.
- Cockerton, A.B.D., and Tomkins, A.G., 2012, Insights into the liquid bismuth collector model through analysis of the Bi-Au Stormont skarn prospect, northwest Tasmania: *Economic Geology*, v. 107, p. 667–682.



- Cordeiro, P.F.O., 2014. Compartimentação Tectônica do Maciço de Goiás e o Arco de Campinorte. Ph.D. Thesis: Universidade de Brasília, Distrito Federal, 156p.
- Cordeiro, P.F.O.; Oliveira, C.G.; Della Giustina, M.E.S.; Dantas, E.L.; Santos, R.V.; 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution ao a Central Brazil pre-Comunbia orogeny. *Precambrian Reserach* 251, 49-61.
- Costa U.R., Barnet R.L., Kerrich R. 1983. The Matagami Lake Mine Archean Zn-Cu Sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulphides in a seafloor brine pool – Evidence from geochemistry, 18O/16O, and mineral chemistry. *Economic Geology*, 78 (6): 1144-1203.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress., pp. 231–263.
- Della Giustina, M.E.S., Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Melo, L.V., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Buhn, B., 2009. U–Pb and Sm–Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, Central Brazil. *Geological Society of London Special Publication* 323, 255-269.
- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium Isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophysical Research*, 86, 10470-10488.
- Eldridge C.S., Bourcier W.L., Ohmoto H., Barnes H.L., 1988. Hydrothermal inoculation and incubation of the chalcopyrite disease in sphalerite. *Economic Geology*, 83(5): 978-989.
- Evans, D.A.D., Mitchell, R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology* 39, 443–446.
- Farquhar, J., Wu, N., Canfield, D.E., Oduro, H., 2010. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits. *Economic Geology* 105, 509–533.
- Fava, N. – 2000. Introdução à Microsonda Eletrônica. Apostila interna, Instituto de Geociências IG-UnB. 13 p.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New Yourk, USA, 475 p.
- Faure, G. and Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*. John Wiley & Sons. 897 pp.
- Ferreira Filho, C. F.; Araújo, S. M. 2009 Review of Brazilian chromite deposits associated with layered intrusions: geological and petrological constraints for the origin of stratiform



chromitites. Transactions - Institution of Mining and Metallurgy. Section B. Applied Earth Science, v. 118, p. 86-100.

- Ferreira Filho, C.F.; de Moraes, R.; Fawcett, J.J.; Naldrett, A.J. 1998. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 11: 35-50.
- Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M., Araújo, S.M., Laux, J.H., 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. *Precambrian Research* 183, 617-634.
- Fischel, D.P., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R., 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 73, 445-460.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G., 2005, Volcanogenic massive sulfide deposits: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 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*, v. 42, p. 2033–2048.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais, p. 184-187.
- Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Botelho, N.F.; Nilson, Armstrong, R.; Laux, J.H; Junges, S.L.; Soares, J.E.; Praxedes, I.F.; 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research* 244, 53–74.
- Fuck, R. A. & Marini, O. J. 1979. Projeto São Félix: Geologia da Folha Córrego São Bento (Convênio FUB/ELETRONORTE). Brasília: 1979. 49 p.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Soares, J. E. P.; Dantas, E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: IX Simp. De Geol. do Centro-Oeste. Goiânia. p. 26-27.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulfide deposits in Goodfellow, W.D. ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 141-161.
- Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Org. por Maria Luiza Osório Moreira, Luiz Carlos Moreton, Vanderlei Antônio de Araújo, Joffre Valmório de Lacerda Filho e Heitor Faria da Costa. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC - FUNMINERAL, 2008.



- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd Isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72 (2), 219-245.
- Goldfarb, D.I. Groves, S. Gardoll, 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, 18 (2001), pp. 1–75.
- Grant, James A. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, v.81, p.1976-1982, 1986.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society of London* 164, 19–30.
- Hannington M.D., Kjarsgaard I.M., Galley A.G., Taylor B. 2003. Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulfide district, Sweden. *Mineralium Deposits*, 38: 423-442.
- Hart, C.J.R., 2007. Reduced intrusion-related gold systems. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pp. 95-112.
- Hein, K.A.A., Morel, V.: Kagoné, O.; Kiemde, F.; Mayes, K. 2004. Birimian lithological succession and structural evolution in the Gorem segment of the Boromo-Gorem Greenstone Belt, Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 1-23.
- Hirdes, W. & Davis, D.W. 2002. U-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Rocks in the Southern Part of the Kedougou-Ke'nie'ba Inlier, Senegal, West Africa: Evidence for Diachronous Accretionary Development of the Eburnean Province. *Precambrian Research* 118, 83-89.
- Hoefs, j. *Stable isotope geochemistry*. Springer, 2009.
- Huston, D. L., Pehrsson, S., Englington, B. M., and Zaw, K., 2010, *The Geology and Metallogeny of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Variations through Geologic Time and with Tectonic Setting: Economic Geology*, v. 105, p. 572-591.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Jost, H., Chemale, F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R., 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 37:127-139.



- Jost, H., Rodrigues, V.G., Carvalho, M.J., Chemale, F., Marques, J.C., 2012. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Geologia USP Série Científica* 12, 31-48.
- Kerrick, R., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., 2005, Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 1097–1136.
- Klein, E.L.; Moura, C.A.V.; Pinheiro, B.L.S. 2005. Paleoproterozoic evolution of the São Luís Craton, Brazil: Evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, 8: 177-186.
- Lerouge, C.; Cocherie, A.; Toteu, A.F.; Penaye, J.; Milési, J.P.; Tchameni, R.; Nsifa, E.N.; Fanning, C.M.; Deloule, E. 2006. SHRIMP U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga. Transamazonian belt of the NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5): 413-427.
- Locock A.J. (2014): An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, Volume 62, pp 1-11.
- Ludwig, K.R., 2009, User's Manual for Isoplot/Ex v. 4. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication 4, Berkeley, 71 pp.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.
- Marques, G.C., 2010. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Unpublished MSc thesis, Universidade de Brasília, 122 pp.
- Matteini, M., Dantas, E.L, Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., 2012. U–Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic – Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research* 206-207, 168-181.
- McReath, I. & Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in Northern Brazil and former Guyana Shield – West African Craton Province. *Geol.USP Série Científica*, 5 (2), 49-63.
- Mercier-Langevin, P., Gibson, H.L., Hannington, M.D., Goutier, J., Monecke, T., Dubé, B., and Houlé, M., 2014a, A Special Issue on Archean Magmatism, Volcanism, and Ore Deposits: Part 2. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Preface: *Economic Geology*, v. 109, p. 1-9.
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., and Guha, J., 2014, The Lemoine auriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau camp, Abitibi



greenstone belt, Quebec, Canada: *Geology and genesis: Economic Geology*, v. 109, p. 231–269.

Moraes, R.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Gioia, S.M.C.L.; Hollanda, M.H.B.M.; Armstrong, R. 2006. The bimodal rift-related Juscelândia volcanosedimentary sequence in central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. *Journal of South American Earth Science*, 20: 287-301.

Nascimento, F.S. Projeto Rochas Vulcano-Sedimentares. Frente Rio do Peixe. Relatório Preliminar de Pesquisa. Goiânia: METAGO, 1985. Inédito.

Oliveira, F. S.; Varajao, A. F. D. C.; Varajao, C. A. C.; Boulangé, B.; Gomes, N. S.. 2011 Bauxitisation of anorthosites from Central Brazil. *Geoderma (Amsterdam)*, v. 167-168, p. 319-327.

Oliveira, C.G.; Oliveira, F. B.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Della Giustina, M.E.S. 2006. Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124 pp.

Paulick H., Herrmann W., Gemmel B.J. 2001. Alteration of felsic volcanics hosting the Thangala massive sulfide deposit (North Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore. *Economic Geology*, 96(5):1175-1200.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983.

Pearce, J.A., 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.

Piercey, S.J., Murphy, D.C., Mortensen, J.K., and Paradis, S., 2001, Boninitic magmatism in a continental margin setting, Yukon-Tanana terrane, southeastern Yukon, Canada: *Geology*, v. 29, p. 731-734.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Silva, J.L.H., 1996. Dados Rb-Sr e Sm–Nd da região de Jussara-Goiás-Mossamedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 61–70.

Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Lithos*, 46 (3): 463-483.

Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Jost, H.; Ferreira Filho, C.F.; Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.

Pimentel, M.M.; Laux, J.H.; Hollanda, M.H.B. M.; Gioia, S.M.C.L. 2003. The Brasília Belt as a “Hot Orogen”: new SHRIMP and conventional U-Pb data and Sm-Nd isotopic constraints from terminal mafic magmatism in central-western Goiás. In: III International Symp. On Tectonics, Búzios, Brazil, Anais, p. 21-23.



- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armstrong, R.A., 2004. Shrimp U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelandia Layered Complex: Meso (1,25 Ga) and Neoproterozoic (0,79 Ga) extensional events in Central Brasil. *Precambrian Research* 132, 132–135.
- Pilmentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armele, A., 2006. Neoproterozoic age of the Niquelandia complex, Central Brasil: further ID-TIMS and Sm–Nd isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 228–238.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Giustina, M. E. S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 345-357.
- Pirajno F. 2009 *Hydrothermal Processes And Mineral Systems*. Springer, Berlin, 1250 Pp.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R.A., 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research* 125, 139-160.
- Piuzana, D.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Armstrong, R. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of the new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, 125: 245-273.
- Queiroz C.L., Jost H., McNaughton N.J., 1999. U/Pb - SHRIMP ages of Crixás granite-greenstone belt terranes: from Archaean to Neoproterozoic. Extended abstract, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Anais, p. 35-37.
- Reddy, S.M., Evans, D.A.D., 2009. Paleoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Geological Society, London Special Publications* 323, 1–26.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research* 5, 5–22.
- Sato, K. & Siga Jr., O. 2002. Rapid growth of continental crust between 2.2 to 1.8 Ga in the South American Platform: Integrated Australian, European, North American and SW USA crustal evolution study. *Gondwana Research*, 5: 165-173.
- Seal, R.R., 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61, 633–677.
- Sharpe, R., and Gemmell, J.B., 2002, The Archean Cu-Zn magnetite-rich Gossan Hill volcanic-hosted massive sulfide deposit, Western Australia; genesis of a multistage hydrothermal system: *Economic Geology*, v. 97, p. 517-539.



- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105, 3-41.
- Silva, J.H.D.-R., Vasconcelos, M.A.R., Silva, D.V.G., 2008. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research* 13, 352-374.
- Silva, J.H.D.-R., Oliveira, I.L., Pohren, C.B., Tanizaki, M.L.N., Carneiro, R.C., Fernandes, G.L.F., Aragão, P.E., 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília Belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 1-13.
- Soares, J.E., Berrocal, J., Fuck, R.A., Mooney, W.D., Ventura, D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research* 111, 1-31.
- Sousa, I.M.C.; 2015. Geologia, Geocronologia e Geoquímica do Embasamento Granítico Paleoproterozóico em Natividade, Faixa Brasília Norte. Dissertação de Mestrado: Universidade de Brasília, Distrito Federal, 128p.
- Strieder, A.J., Nilson, A.A., 1992. Mélange ofiolítica nos metassedimentos do Grupo Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências* 22, 204e215.
- Sun, S-s. & McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.
- Taylor, R., 2011. Gossans and Leached Cappings. *Field Assessment*. Springer, Berlin (146 pp.)
- Tapsoba, B.; Lo, C-H.; Jahn, B-M.; Chung, S-L.; Wenmenga, U.; Iizuka, Y.; 2013. Chemical and Sr-Nd Isotopic compositions and zircon U-Pb ages of the Birimian granitoids from NE Burkina Faso, West African Craton: Implications on the geodynamic setting and crustal evolution. *Precambrian Research* 224, 364-396.
- Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J.; Noce, C.M.; Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp 101-137.
- Teixeira, J.B.G., Misi, A., Silva, M.G., 2007. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gondwana Research* 11, 346 e 361
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monie, P., Rossi, P. e Lahondere, D., 2006, Paleoproterozoic (2155-1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian



event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana, *Prec. Res.*, 150, 221-256.

Thomé Filho, J.J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-D - Pirenópolis. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 96p.

Tornos, F., Peter, J.M., Allen, R., Conde, C., 2015, Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 68, 142-163.

Unrug, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes* 19, 11–20.

Valeriano, C. M.; Pimentel, M. M.; Heilbron, M.; Almeida, J. C. H.; Trouw, R. A. J. 2008. Tectonic Evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and Early Assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 197-210.

van Staal, C.R., Wilson, R.A., Rogers, N., Fyffe, L.R., Langton, J.P., McCutcheon, S.R., McNicoll, V., and Ravenhurst, C.E.: 2003. Geology and tectonic history of the Bathurst Supergroup, Bathurst Mining Camp, and its relationships to coeval rocks in southwestern New Brunswick and adjacent Maine - a synthesis, in Goodfellow, W.D., McCutcheon, S.R., and Peter, J.M., eds., *Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick and Northern Maine: Economic Geology Monograph 11*, p. 37-60.

Voicu G., Bardoux M., Stevenson R. (2001) - Lithostratigraphy, geochronology and gold metallogeny in the northern Guiana Shield, South America: a review. *Ore Geol. Rev.*, 18, 211-236.

Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages: 1. *Transactions of the American Geophysical Union*, 37: 320-326.

Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–343.

Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* 59, 125–162.

Zhao, G.; Sun, M.; S.A.; Li, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67: 91-123.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., Zhang, J., 2006. Some key issues in reconstructing Proterozoic continents. *Journal of Asian Earth Sciences* 28, 3–19.

## ANEXOS

### I - Tabela de Amostragem para Geoquímica

NOME	COORDENADAS		ROCHA
ART-001	681349	8290892	Biotita tonalito maciço
ART-004	678210	8289955	Ortognaisse Tonalitico
ART-006	682253	8290109	Metagranodiorito
ART-007	680834	8291826	Matagranodiorito rico em sulfetos
ART-019	685833	8290506	Gnaiss acinzentado com bandamento incipiente
ART-020	683401	8290953	Metagranodiorito
ART-021A	681063	8291083	Metatonalito cisalhado
ART-DDH-02 82,6 - 82,8 m	679301	8289661	Metavulcânica biotitizada
ART-DDH-04 129 - 129,1 m	682777	8291826	Metavulcânica sulfetada
ART-DDH-05 140,8 - 141 m	682410	8291852	Metagranodiorito
ART-DDH-05 34,9 - 35,2 m	682410	8291852	Metagranodiorito
ART-DDH-07 26,1 m - 26,2 m	679682	8289667	Biotitização
ART-DDH-07 3 - 3,1 m	679682	8289667	Alteração talco+clorita
ART-DDH-07 49,8 - 50 m	679682	8289667	Metavulcânica sericitizada
ART-DDH-09 171,9 - 172 m	679409	8289740	Metavulcânica ácida
ART-DDH-09 18,2 - 18,2 m	679409	8289740	Alteração Sericitica
ART-DDH-09 21,8 - 21,9 m	679409	8289740	Brecha Hidrotermal Mineralizada com esfalerita
ART-DDH-09 26,8 - 26,9 m	679409	8289740	Alteração cloritica com disseminação de Galena e esfalerita
ART-DDH-15 20 - 20,1 m	679300	8289720	Metabásica
ART-DDH-15 27,7 - 27,8 m	679300	8289720	Metavulcânica
BRI - PB A	683678	8291523	Rocha Hidrotermal com lentes sulfetadas
BRI - PB B	683678	8291523	Rocha Hidrotermal com lentes sulfetadas
Gossan	-	-	Rocha intemperica rica em metais
L-11	680508	8289855	Metavulcânica máfica
L-6	680298	8289767	Gnaiss riolítico
L-7	680389	8289075	Gnaiss dacítico
TR-S	-	-	Zona mineralizada com anfibólio + sulfetos
TR-S AJ	-	-	Zona mineralizada com anfibólio + sulfetos

## II - Tabela de Amostragem para Geocronologia

<b>NOME</b>	<b>COORDENADAS</b>		<b>ROCHA</b>	<b>Tipo</b>
ART-001	681349	8290892	Metatonalito	U-Pb/Sm-Nd
ART-004	678210	8289955	Metavulcânica Ácida	U-Pb/Sm-Nd
ART-006	681028	8290095	Metagranodiorito	U-Pb
ART-007	680834	8291826	Metagranodiorito	U-Pb/Sm-Nd
ART-019	685833	8290506	Metavulcânica Ácida	Sm-Nd
ART-027	-	-	Ms-quartzito	Sm-Nd
ART-DDH 05 140,8 m	682409	8291852	Metatonalito	U-Pb/Sm-Nd
ART-DDH 09 171,9 m	679408	8289739	Metavulcânica Ácida	Sm-Nd
L-3	679301	8289569	Metavulcânica Ácida	Sm-Nd
L-6	680298	8289767	Metavulcânica Ácida	Sm-Nd

### III - Análises Completas de Geoquímica Mineral

Esfalerita	Alteração Anfibólio-Granada												Alteração Biotita-Carbonato							
	Wt%	PB11	PB12	PB13	PB14	PB15	PB16	PB21	PB22	PB23	PB24	PB25	PB22	DH2821	DH2822	DH2901	DH2902	DH02903	DH2904	DH02905
S	32.93	33.02	33.26	33.02	33.16	33.14	33.51	33.04	32.91	33.12	32.99	33.33	32.86	33.46	33.77	33.58	33.41	33.32	33.17	33.53
Bi	0.13	0.02	0.11	0.09	0.02	0.14	0.13	0.03	0.11	0.12	0.04	0.06	0.07	0.01	0.06	0.11	0.04	0.09	0.11	0.06
Ag	0.00	0.03	0.04	0.05	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02
Mo	0.06	0.15	0.00	0.05	0.16	0.08	0.17	0.15	0.09	0.09	0.05	0.19	0.00	0.05	0.03	0.08	0.07	0.01	0.10	0.10
Te	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01
Pb	0.07	0.04	0.05	0.11	0.14	0.10	0.00	0.08	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.07	0.09
Au	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05
In	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03
Fe	5.48	5.48	5.22	5.25	5.40	5.82	5.82	5.66	5.43	5.78	6.52	5.47	2.68	7.44	7.29	7.34	7.45	6.96	6.83	7.31
Cu	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Zn	61.54	61.52	61.67	61.59	61.75	60.92	61.24	61.84	61.12	61.68	60.39	60.94	63.90	58.28	59.92	59.54	59.60	59.49	59.60	59.54
Total	100.27	100.27	100.35	100.15	100.65	100.25	100.88	100.82	99.80	100.81	100.02	100.09	99.55	99.31	101.09	100.72	100.69	99.92	99.92	100.74

Esfalerita	Alteração Biotita-Carbonato					Alteração Biotita-Sericita-Carbonato															
	Wt%	DH297	DH298	DH299	DH29010	DH29011	SP9229	SP9211	SP9213	SP9214	SP9215	SP9216	SP9217	SP9221	SP9222	SP9223	SP9224	SP9225	SP9226	SP9227	SP9228
S	33.74	33.49	33.28	33.39	33.50	33.41	33.17	33.57	33.46	33.45	33.19	33.02	33.19	33.81	33.37	33.41	33.36	33.48	33.60	33.48	
Bi	0.02	0.06	0.08	0.08	0.02	0.04	0.11	0.09	0.06	0.13	0.10	0.10	0.03	0.10	0.27	0.09	0.06	0.00	0.00	0.02	
Ag	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	
Mo	0.01	0.02	0.00	0.10	0.06	0.08	0.15	0.00	0.10	0.16	0.09	0.01	0.11	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.03	0.11	
Te	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	
Pb	0.00	0.02	0.11	0.16	0.00	0.03	0.04	0.01	0.10	0.14	0.02	0.00	0.07	0.00	0.06	0.04	0.06	0.13	0.04	0.06	
Au	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	
In	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.01	0.05	0.06	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	
Fe	7.08	7.40	7.50	7.52	7.49	7.17	5.14	5.43	5.22	5.21	5.07	5.27	6.02	5.97	6.14	5.83	5.81	5.86	5.90	7.35	
Cu	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	
Zn	59.02	59.62	59.34	59.51	59.86	59.68	61.30	60.98	61.77	61.48	61.44	60.71	60.96	60.62	60.29	61.00	60.71	61.12	61.04	59.27	
Total	99.95	100.68	100.42	100.80	100.99	100.48	100.06	100.14	100.83	100.60	99.98	99.21	100.44	100.52	100.19	100.52	100.12	100.59	100.65	100.33	

Esfalerita	Alteração Biotita-Granada						Alteração Mg-Clorita-Carbonato													
	Wt%	DH41291	SP3141	SP3143	SP3145	SP3146	SP3147	L1C12	L1C31	L1C43	L1C44	L1C55	L1C56	L1C57	L1C58	SP371	SP372	SP373	SP378	SP3710
S	33.69	33.21	33.23	33.05	33.26	33.36	33.06	33.54	33.04	33.05	33.32	33.27	33.09	32.89	32.89	32.87	33.31	33.14	32.96	
Bi	0.18	0.09	0.13	0.00	0.12	0.14	0.03	0.06	0.04	0.14	0.14	0.07	0.10	0.04	0.00	0.14	0.07	0.03	0.10	
Ag	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	
Mo	0.00	0.04	0.06	0.12	0.08	0.14	0.06	0.13	0.26	0.04	0.19	0.14	0.08	0.00	0.21	0.13	0.04	0.09	0.17	
Te	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00	
Pb	0.05	0.00	0.06	0.13	0.05	0.04	0.00	0.04	0.11	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.19	0.01	0.07	
Au	0.00	0.07	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	
In	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	
Fe	6.38	5.18	5.60	5.28	5.44	5.41	0.77	0.82	0.94	0.90	0.90	0.89	0.90	0.91	0.88	0.89	0.83	0.86	1.22	
Cu	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.21	0.59	0.00	0.09	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	
Zn	60.20	61.24	61.23	60.72	60.89	60.68	65.83	65.73	65.32	64.49	66.05	65.79	65.69	65.81	66.27	65.55	65.55	66.56	65.51	
Total	100.59	99.93	100.37	99.35	99.93	99.82	99.83	100.43	99.99	99.23	100.68	100.28	99.89	99.79	100.32	99.78	100.01	100.85	100.03	

Galena	Biotita-Carbonato	Alteração Anfibólio-Granada				Alteração Biotita-Sericita-Carbonato									Alteração Mg-Clorita-Carbonato					
		Wt%	DH2901	DH41292	SP3141	SP3142	DH41291	SP9224	SP9223	SP9222	SP9211	SP9216	SP9212	SP9214	SP9213	SP9215	L1C44	L1C45	L1C56	L1C23
S	13.24	12.62	13.12	13.39	13.25	13.44	13.36	13.29	13.24	13.33	13.31	13.39	13.27	13.27	13.28	13.46	13.55	13.54	13.21	13.91
Bi	0.36	0.69	1.42	0.78	1.10	0.24	0.27	0.38	0.45	0.48	0.54	0.69	0.47	0.55	0.43	0.53	0.51	0.55	1.18	0.65
Ag	0.00	0.01	0.13	0.14	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.07	0.00	0.01	0.01	0.03	0.22	0.41
Mo	0.46	0.44	0.39	0.39	0.55	0.37	0.45	0.50	0.49	0.48	0.53	0.59	0.46	0.53	0.38	0.57	0.56	0.51	0.51	0.36
Te	0.02	0.03	0.08	0.11	0.05	0.05	0.06	0.09	0.04	0.00	0.06	0.08	0.01	0.10	0.05	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06
Pb	86.12	84.32	84.93	85.53	82.44	87.09	86.79	86.17	86.36	85.96	86.63	84.61	85.33	87.42	86.69	86.37	86.58	87.27	85.26	83.74
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
In	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.57	0.70	0.39	0.94	0.44	0.09	0.32	0.34	0.03	0.18	0.04	0.24	0.07	0.02	0.03	0.00	0.03	0.06	0.07
Cu	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.11	0.03	2.21
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.51
Total	100.39	98.68	100.79	100.73	98.56	101.63	101.01	100.77	100.93	100.31	101.28	99.44	99.85	102.00	100.84	101.04	102.15	102.15	100.54	101.91

Sulfetos	Alteração Anfibólio-Granada				Alteração Biotita-Carbonato			Alteração Biotita-Granada											
	Wt%	PB11	PB23	PB22	PB21	DH2822	DH2821	DH2901	DH41292	DH41291	SP3145	SP3141	DH41292	SP3142	SP3143	SP3142	SP3143	SP3141	DH41291
Mineral	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Pirita	Calcopirita	Calcopirita	Calcopirita	Calcopirita	Pirita	Calcopirita	Pirita	Pirita	Calcopirita	Pirita	Pirita
S	51.99	52.34	52.21	51.94	51.96	51.96	52.81	34.09	34.60	34.23	34.41	52.51	34.25	51.74	52.13	34.19	51.60	52.28	
Bi	0.14	0.11	0.03	0.04	0.13	0.04	0.04	0.04	0.08	0.10	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.16	0.13	0.08	
Ag	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Te	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	
Pb	0.09	0.15	0.10	0.13	0.01	0.16	0.04	0.06	0.04	0.05	0.01	0.08	0.02	0.09	0.19	0.04	0.05	0.00	
Au	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.07	
In	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	
Fe	47.05	47.43	47.46	46.94	46.98	46.78	47.29	30.86	31.38	30.85	31.01	47.14	31.01	47.06	47.31	30.38	46.77	47.32	
Cu	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	34.50	35.08	34.39	34.83	0.00	34.79	0.00	0.00	34.58	0.00	0.01	
Zn	0.22	0.35	0.24	0.39	0.00	0.00	0.05	0.13	0.05	0.07	0.09	0.00	0.09	0.00	0.02	0.11	0.05	0.00	
Total	99.53	100.40	100.09	99.54	99.14	98.95	100.33	99.76	101.26	99.75	100.54	99.88	100.33	99.14	99.85	99.54	98.68	99.77	

Sulfetos	Alteração Biotita-Sericita-Carbonato											Alteração Mg-Clorita-Carbonato					
	Wt%	SP9211	SP9221	SP9214	SP9213	SP9222	SP9211	SP9223	SP9213	SP9212	SP9212	SP9215	SP375	SP371	SP373	SP376	SP374
Mineral	Pirita	Pirita	Calcopirita	Calcopirita	Pirita	Calcopirita	Pirita	Pirita	Calcopirita	Pirita	Calcopirita	Calcopirita	Calcopirita	Pirita	Calcopirita	Calcopirita	Calcopirita
S	52.77	52.36	34.52	34.49	52.33	34.60	52.42	52.12	34.68	52.62	34.38	34.24	51.97	33.89	33.96	34.16	
Bi	0.09	0.11	0.16	0.08	0.12	0.10	0.12	0.06	0.14	0.10	0.09	0.10	0.11	0.17	0.04	0.04	
Ag	0.00	0.01	0.00	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	
Te	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Pb	0.00	0.05	0.17	0.05	0.04	0.00	0.10	0.01	0.09	0.10	0.03	0.04	0.00	0.04	0.01	0.09	
Au	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	
In	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
Fe	47.02	46.74	31.04	31.02	46.97	30.94	47.13	46.81	31.16	47.09	30.72	30.91	47.32	30.47	31.16	30.46	
Cu	0.01	0.00	34.81	34.58	0.00	34.67	0.00	0.00	35.02	0.00	34.85	34.74	0.02	34.11	34.69	34.46	
Zn	0.14	0.06	0.06	0.10	0.08	0.05	0.38	0.14	0.06	0.06	0.10	0.04	0.00	0.03	0.06	0.10	
Total	100.07	99.40	100.78	100.43	99.59	100.42	100.31	99.28	101.25	100.09	100.41	100.08	99.45	98.71	99.96	99.42	

Granada	Alteração Anfibólio-Granada													Alteração Biotita-Sericita-Carbonato								
	Wt%	PB2A19	PB2A17	PB2A18	PB2A11	PB2A15	PB2A16	PB2A12	PB2A113	PB2A110	PB2A14	PB2A112	PB2A13	PB2A111	92112	92118	921110	92117	92116	92119	92115	92111
SiO <sub>2</sub>	36.24	37.76	36.42	36.80	36.71	37.03	36.99	37.28	37.20	37.29	36.86	37.01	37.07	37.16	36.72	37.27	36.79	37.21	37.99	37.45	37.18	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.24	0.00	0.14	0.34	0.42	0.02	0.00	0.35	0.21	0.24	0.18	0.43	0.06	0.34	0.11	0.13	0.16	0.16	0.13	0.26	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.27	20.03	19.43	20.14	20.29	20.28	20.31	20.62	20.05	20.56	20.78	20.60	20.48	21.19	20.93	20.91	21.30	21.24	21.69	21.54	21.72	
FeO	13.22	13.76	13.41	13.22	13.49	14.14	15.26	15.11	15.72	15.09	16.28	16.84	16.18	3.43	3.70	4.42	4.09	4.10	4.36	7.28	5.50	
MnO	23.74	23.34	23.05	23.64	23.07	23.08	21.69	21.15	20.77	21.80	20.59	19.75	19.08	30.30	29.60	27.26	28.22	30.13	28.32	26.26	28.86	
MgO	0.38	0.49	0.54	0.55	0.57	0.71	0.89	0.93	1.00	1.01	1.09	1.23	1.29	0.60	0.65	0.77	0.80	0.85	0.90	1.19	1.21	
CaO	6.61	6.78	7.64	5.47	6.29	6.17	5.58	4.91	5.60	5.35	5.31	5.03	5.71	5.95	6.20	7.12	7.32	6.57	6.57	6.18	5.82	
ZnO	0.18	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.08	0.03	0.16	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.09	0.01	0.02	0.10	0.04	0.07	0.02	0.03	0.04	0.02	0.07	0.03	0.01	0.05	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
Total	99.99	102.55	100.76	100.22	101.03	102.03	101.10	100.24	100.86	101.52	101.27	100.92	100.40	99.02	98.55	98.24	98.92	100.49	100.22	100.26	100.81	
Elementos por fórmula unitária calculados com base em 12O																						
Si	2.97	3.00	2.95	2.99	2.96	2.96	2.98	3.01	2.99	2.98	2.96	2.98	2.99	3.01	2.99	3.02	2.98	2.99	3.01	2.99	2.96	
Al <sup>iv</sup>	0.03	0.00	0.05	0.01	0.04	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	
Al <sup>vi</sup>	1.84	1.88	1.82	1.92	1.90	1.88	1.91	1.97	1.90	1.93	1.93	1.93	1.93	2.03	2.00	2.01	2.02	2.00	2.04	2.02	2.01	
Fe <sup>3+</sup>	0.14	0.09	0.15	0.05	0.07	0.09	0.07	0.01	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe <sup>2+</sup>	0.77	0.82	0.76	0.84	0.84	0.86	0.95	1.01	0.99	0.96	1.04	1.08	1.05	0.28	0.29	0.35	0.31	0.28	0.36	0.52	0.40	
Mn	1.65	1.57	1.58	1.63	1.58	1.56	1.48	1.45	1.42	1.48	1.40	1.35	1.30	2.08	2.04	1.87	1.93	2.05	1.90	1.77	1.95	
Mg	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.15	0.16	0.07	0.08	0.09	0.10	0.10	0.11	0.14	0.14	
Ca	0.58	0.58	0.66	0.48	0.54	0.53	0.48	0.42	0.48	0.46	0.46	0.43	0.49	0.52	0.54	0.62	0.64	0.56	0.56	0.53	0.50	
Total	8.04	8.01	8.05	8.01	8.02	8.02	8.02	8.00	8.00	8.01	8.02	8.02	8.00	7.99	7.99	7.98	8.00	8.00	7.98	8.00	8.01	
Almand	23.41	25.36	21.71	27.29	26.07	26.49	30.56	33.24	31.71	31.08	32.85	35.25	34.39	9.60	9.92	12.06	10.42	9.12	12.31	17.65	12.64	
Andrad	7.01	4.79	7.83	2.76	3.55	4.38	3.73	0.68	3.32	2.64	2.64	2.48	1.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Grossul	12.52	14.73	14.57	12.91	14.69	13.46	12.43	13.41	12.86	12.67	12.80	12.08	14.72	17.49	18.04	20.81	21.28	18.90	19.08	17.79	16.67	
Pyrope	1.57	1.96	2.21	2.24	2.33	2.87	3.60	3.77	4.04	4.02	4.40	4.96	5.22	2.47	2.67	3.16	3.24	3.39	3.63	4.76	4.84	
Spessar	55.49	53.16	53.61	54.52	53.23	52.80	49.68	48.70	47.90	49.52	47.31	45.21	43.81	70.43	69.09	63.72	65.01	68.59	64.98	59.79	65.75	

<b>Granada</b>	<b>Alteração Biotita-Granada</b>																			
Wt%	918110	91814	91818	91816	91817	91819	91815	91812	91811	91813	AR71429	AR71417	AR71423	AR71421	AR71422	AR71423	AR71425	AR71421	AR71424	AR71418
SiO <sub>2</sub>	37.39	37.45	36.93	37.58	37.63	37.28	37.85	37.89	37.73	38.09	38.35	37.95	38.08	38.45	38.16	37.61	37.83	38.57	38.42	37.84
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.13	0.13	0.24	0.00	0.06	0.00	0.37	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.08	0.00	0.05	0.19	0.26	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.51	21.38	21.84	21.90	21.79	21.77	21.56	21.73	21.43	21.52	21.91	21.84	22.18	21.99	21.91	22.15	22.06	21.98	21.76	22.00
FeO	11.16	10.89	11.15	10.92	10.82	11.64	11.40	5.40	5.35	5.36	1.99	1.96	1.80	1.81	2.03	1.83	1.90	1.80	1.62	1.87
MnO	22.06	21.47	21.74	21.08	22.53	20.41	20.10	30.53	30.33	30.25	30.76	31.05	30.93	30.42	30.96	31.26	30.47	29.31	29.42	30.32
MgO	1.60	1.64	1.68	1.69	1.74	1.83	2.02	3.04	3.16	3.20	6.62	6.72	6.75	6.80	6.89	6.92	7.42	7.75	7.79	7.89
CaO	6.17	6.37	5.98	5.75	6.23	6.76	6.28	2.40	2.32	2.55	0.86	0.84	0.83	0.80	0.74	0.77	0.71	0.78	0.78	0.78
ZnO	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.07	0.03	0.06	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
Total	100.35	99.68	99.69	99.43	100.84	100.05	99.70	101.42	100.46	101.19	100.76	100.58	100.83	100.38	101.01	100.70	100.73	100.71	99.94	100.93
Elementos por fórmula unitária calculados com base em 12O																				
Si	2.98	2.99	2.96	2.99	2.98	2.97	3.01	2.98	3.00	3.01	2.99	2.97	2.96	2.99	2.97	2.94	2.94	2.98	2.99	2.93
Al <sup>iv</sup>	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.06	0.06	0.02	0.01	0.07
Al <sup>vi</sup>	2.01	2.02	2.03	2.05	2.02	2.02	2.03	2.00	2.01	2.00	2.00	1.98	2.00	2.01	1.98	1.97	1.96	1.99	1.99	1.95
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04
Fe <sup>2+</sup>	0.77	0.76	0.79	0.81	0.74	0.81	0.81	0.38	0.37	0.37	0.13	0.11	0.12	0.13	0.11	0.10	0.10	0.12	0.09	0.08
Mn	1.49	1.45	1.47	1.42	1.51	1.38	1.35	2.03	2.04	2.02	2.03	2.06	2.04	2.00	2.04	2.07	2.01	1.92	1.94	1.99
Mg	0.19	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.24	0.36	0.37	0.38	0.77	0.78	0.78	0.79	0.80	0.81	0.86	0.89	0.90	0.91
Ca	0.53	0.55	0.51	0.49	0.53	0.58	0.54	0.20	0.20	0.22	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07
Total	8.00	7.99	8.01	7.99	8.01	8.01	7.99	8.00	8.00	8.00	8.01	8.02	8.02	8.00	8.02	8.03	8.03	8.00	8.01	8.04
Almand	25.94	25.77	26.03	27.87	24.64	26.87	27.64	12.87	12.43	12.29	3.94	1.94	2.44	4.41	2.25	0.00	0.52	3.51	2.76	0.00
Andrad	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00	0.00	0.95	1.00	1.07	0.00	0.54	1.95
Grossul	17.48	18.33	17.33	16.75	17.75	19.28	18.20	6.78	6.59	7.24	2.30	1.42	2.33	2.22	1.08	1.14	0.88	2.13	1.63	0.00
Pyrope	6.37	6.60	6.78	6.83	6.90	7.31	8.14	11.97	12.55	12.63	25.72	26.38	26.41	26.35	26.93	27.44	29.24	29.93	30.22	31.09
Spessar	50.01	49.17	49.86	48.55	50.71	46.38	46.02	68.38	68.41	67.83	67.94	69.32	68.81	67.03	68.74	70.41	68.23	64.38	64.85	66.69