



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**GEOLOGIA, PETROLOGIA E METALOGENIA DO
DEPÓSITO DE OURO SANTA HELENA, MATO GROSSO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 396

MARA LETÍCIA TORRES DA SILVA

**Brasília, DF
Junho de 2017**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA, PETROLOGIA E METALOGENIA DO
DEPÓSITO DE OURO SANTA HELENA, MATO GROSSO.**

MARA LETÍCIA TORRES DA SILVA

Área de concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientadora: Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura (IG/UnB)

Co-orientador: Dr. Antônio João Paes de Barros (METAMAT)

Banca Examinadora

Profa. Dra. Márcia Abrahão Moura (Orientadora - IG/UnB)

Prof. Dr. Jayme Alfredo Dexheimer Leite (UFMT)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (UnB)

Brasília, DF, 2017

RESUMO

O depósito de ouro Santa Helena está localizado a cerca de 3,5 km a norte da cidade de Nova Santa Helena, norte do estado do Mato Grosso, na Província Aurífera Alta Floresta, porção centro sul do Cráton Amazônico. A associação litológica local é formada pelo granito Santa Helena e diques máficos e félsicos. O granito Santa Helena, constituído por duas fácies, hospeda a mineralização. A fácies 1 é representada por granodiorito e monzogranito e a fácies 2, por sienogranito. Os estudos petrográfico, de química mineral e de litogeoquímica evidenciaram que o granito é cálcio-alcálico, do tipo I, metaluminoso a peraluminoso, gerado em ambiente de arco vulcânico, em condições de elevada fugacidade oxigênio. Os valores mais baixos de SiO_2 e altos de Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Sr , Zr e V na fácies 1, e as correlações lineares negativas entre MgO , TiO_2 , FeO(t) e P_2O_5 nos diagramas de Harker, em direção à fácies 2, indicam que a evolução do magma granítico ocorreu por cristalização fracionada, e que a fácies 2 representa um líquido mais evoluído. Dados geocronológicos (idade U-Pb em zircão) revelaram idade paleoproterozóica para o granito Santa Helena: 2028 ± 17 Ma para fácies 1 e 2012 ± 11 Ma para fácies 2. A fácies 1 possui T_{DM} de 2,39 a 2,45 Ga e ϵ_{Nd} de -1,90 a -2,42, enquanto a fácies 2 possui T_{DM} entre 2,32 a 2,49 Ga e ϵ_{Nd} de -1,92 e -3,36. Diques de composição de andesitos basálticos cálcio-alcálicos fracionados cortam o granito, bem como dique de composição riolítica, afinidade cálcio-alcálica e caráter peraluminoso. A mineralização de ouro se encontra alojada em uma fratura extensional de direção preferencial N25-30E/80-70NW. A fratura representa tectônica dúctil-rúptil regional que afeta a província. O granito foi submetido a cinco estágios de alteração hidrotermal: estágio de metassomatismo incipiente, microclinização, sericitização (muscovita + clorita + quartzo + pirita \pm calcopirita), propilitização (epidoto + quartzo + muscovita + calcita \pm actinolita \pm titanita \pm pirita \pm rutilo \pm albita \pm apatita \pm allanita) e carbonatação (calcita \pm epidoto \pm clorita \pm pirita). O dique andesítico foi afetado pelo metassomatismo incipiente (clorita \pm actinolita + muscovita + epidoto + rutilo \pm ilmenita) e alterações clorítica (clorita + muscovita + pirita + quartzo + epidoto \pm ilmenita \pm magnetita), propilitica (epidoto + clorita + calcita \pm actinolita \pm quartzo \pm pirita \pm calcopirita) e carbonática (calcita + dolomita \pm epidoto \pm clorita \pm microclinio \pm pirita \pm calcopirita). A mineralização de ouro ocorre em paragênese com pirita, calcopirita, magnetita, esfalerita e galena. A primeira geração de ouro é caracterizada

por ouro incluso em pirita (Au/Ag ~ 2,0 – 14,3), associado com bismuto nativo, bismutinita (Bi_2S_3), shimerita ($\text{Ag}_{3,0} \text{Pb}_{3,4} \text{Bi}_{9,7}\text{S}_{17,5}$), cupravitita ($\text{Ag}_{0,8}\text{Pb}_{0,7}\text{Cu}_{2,7}\text{Bi}_{5,1}\text{S}_{10,3}$), mummeita ($\text{Ag}_{2,9}\text{Pb}_{1,0}\text{Cu}_{1,0}\text{Bi}_{5,6}\text{S}_{10,4}$) e matilda (AgBiS_2). O ouro de segunda geração ocorre preenchendo fraturas na pirita (Au/Ag ~ 2,0 – 3,9). Associa-se a bismutinita (Bi_2S_3) e hessita (Ag_2Te). Estudos de inclusões fluidas sugerem fluidos associados à primeira geração de ouro pertencentes ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{CH}_4)-\text{NaCl}$. Caracterizam-se por baixa salinidade (1,7 - 15 wt% NaCl eq.) e temperatura de homogeneização entre 212 e 409°C. Fluidos do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{CH}_4)-\text{NaCl}$ de salinidade moderada (16-22 wt% NaCl eq.) e baixa temperatura de homogeneização (126 - 278°C), e fluidos do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ de baixa salinidade (1 - 16 wt% NaCl eq.) e baixa temperatura de homogeneização (112 - 279°C) relacionam-se à segunda geração de ouro. Dados do geotermômetro da clorita e inclusões fluidas estimam pressões entre 1,2 a 1,9 kbar e temperaturas entre 256 a 350 °C. Os dados obtidos são coerentes com fonte do fluido magmática e mistura com água meteórica. As fraturas serviram de canal para os fluidos hidrotermais. Durante as alterações sericitica e clorítica, acompanhadas por mudanças físico-químicas, a mineralização do ouro se formou ao longo dessas fraturas. O ouro foi transportado provavelmente como complexo de bissulfetos. A diminuição da temperatura durante a ascensão e neutralização da acidez são interpretados como causador da precipitação do ouro. Com base nas características petrográficas, litogeoquímicas, mineralógicas e dados de inclusões fluidas, se conclui que o depósito de ouro é geneticamente associado ao magmatismo paleoproterozóico cálcio-alcálico oxidado, sendo classificado como depósito do tipo *oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit* (OCAGG). Os dados obtidos contribuem para o melhor entendimento do depósito de ouro Santa Helena e de outros depósitos semelhantes na Província Aurífera Alta Floresta.

Palavras-chave: Província Aurífera Alta Floresta, ouro, alteração hidrotermal, inclusões fluidas, granito, metalogenia.

ABSTRACT

The Santa Helena gold deposit is located about 3.5 km north of the city of Nova Santa Helena, north of Mato Grosso state, in the Alta Floresta Gold Province, the southern center portion of the Amazonian Craton. The local lithologic association is formed by the Santa Helena granite and mafic and felsic dikes. The Santa Helena granite, composed by two facies, hosts the mineralization. The facies 1 is represented by granodiorite to monzogranite and facies 2, by sienogranite. The petrographic, mineral chemistry and litogeochemistry studies showed that the granite is calc-alkaline, type I, metaluminous to peraluminous, generated in a volcanic arc environment, under conditions of high oxygen fugacity. The lowest values of SiO₂ and highest of Al₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, Sr, Zr and V in facies 1, and the negative linear correlations between MgO, TiO₂, FeO(t) and P₂O₅ in the Harker diagrams, towards facies 2, indicate that the evolution of granite magma occurred by fractional crystallization, and that facies 2 represents a more evolved liquid. Geochronological data (age U-Pb LA-ICP-MS in zircon) revealed paleoproterozoic ages for Santa Helena granite: 2028 ± 17 Ma for facies 1 and 2012 ± 11 Ma for facies 2. The facies 1 has T_{DM} between 2.32 to 2.49 Ga and ε_{Nd} of -1.92 to -3.36, while the facies 2 has T_{DM} between 2.39 to 2.45 Ga and ε_{Nd} of -1.90 to -2.42. Dikes of composition fractional calc-alkaline basaltic andesites cut the granite, as well as dike of rhyolitic composition, calc-alkaline affinity and peraluminous character. The gold mineralization is hosted in a N25-30E / 80-70NW extensional preferential direction fracture. The fracture represents a regional ductile-rutile tectonic that affects the province. The granite was submitted to five stages of hydrothermal alteration: incipient metasomatism, microclinization, sericitisation (muscovite + chlorite + quartz + pyrite ± chalcopyrite), propylitization (epidote + quartz + muscovite + calcite ± actinolite ± titanite ± pyrite ± rutile ± albite ± apatite ± allanite) and carbonation (calcite ± epidote ± chlorite ± pyrite). The mafic dike was affected by the incipient metasomatism (chlorite ± actinolite + muscovite + epidote + rutile ± ilmenite) and chloritic (chlorite + muscovite + pyrite + quartz + epidote + ilmenite ± magnetite), propylitic (epidote + chlorite + calcite ± actinolite ± quartz ± pyrite ± chalcopyrite) and carbonate alteration (calcite + dolomite ± epidote ± chlorite ± microcline ± pyrite ± chalcopyrite). Gold mineralization occurs in paragenesis with pyrite, chalcopyrite, magnetite, sphalerite, and galena. The first gold generation is characterized by gold included in pyrite (Au/Ag ~2.0-14.3), associated with native

bismuth, bismuthinite (Bi_2S_3), shimerite ($\text{Ag}_{3.0}\text{Pb}_{3.4}\text{Bi}_{9.7}\text{S}_{17.5}$), cupravitonite ($\text{Ag}_{0.8}\text{Pb}_{0.7}\text{Cu}_{2.7}\text{Bi}_{5.1}\text{S}_{10.3}$), mummeite ($\text{Ag}_{2.9}\text{Pb}_{1.0}\text{Cu}_{1.0}\text{Bi}_{5.6}\text{S}_{10.4}$) and matilde (AgBiS_2). In the second gold generation occurs filling fractures in pyrite ($\text{Au/Ag} \sim 2.0\text{-}3.9$), associated to bismutinite (Bi_2S_3) and hessite (Ag_2Te). Fluid inclusions studies suggest fluids associated with the first gold generation of the systems $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-(CH}_4\text{)-NaCl}$. Which are characterized by low salinity (1.7-15 wt% NaCl eq.) and moderate temperature (212-409°C) associated with the first gold generation. Fluids of the system $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-(CH}_4\text{)-NaCl}$ of moderate salinity (16-22 wt% NaCl eq.) and low temperature (126-278°C), and fluids of the system $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ of low salinity (1-16 Wt% NaCl eq.) and low temperature (112-279°C) are related to the second gold generation. Chlorite geothermometer data and fluid inclusions estimate pressures ranging from 1.2 to 1.9 kbar and temperatures between 256° and 350°C. The set of data and fluid inclusions indicate that source of the fluid is magmatic, and that, during its ascent the meteoric water was mixed. The fractures served as channels for the hydrothermal fluids. During the seritic and chloritic alteration, accompanied by physicochemical changes, the gold mineralization was formed along these fractures. Gold was probably transported as bisulfide complexes. The decrease in temperature during the acidity accent and neutralization are interpreted as the originator of gold precipitation. Based on the petrographic, litogeochemical and mineralogical datas and fluid inclusions characteristics it is concluded that the gold deposit is genetically associated with oxidized calc-alkaline Paleoproterozoic magmatism, being classified as a deposit of oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit (OCAGG). The data obtained contributes to a better understanding of the Santa Helena gold deposit and other similar deposits in Alta Floresta Gold Province.

Key words: Alta Floresta Gold Province, gold, hydrothermal alteration, fluid inclusions, granite, metallogeny.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à professora Márcia Abrahão Moura pela orientação, dedicação e compreensão durante todas as etapas desse trabalho.

Ao Antônio João Paes de Barros pela co-orientação e auxílio, sua colaboração foi fundamental para realização deste trabalho.

À Companhia Matogrossense de Mineração pelo apoio logístico, e a empresa Almeida's Mineração e Terraplanagem pela disponibilização dos testemunhos de sondagem.

À CAPES pelo suporte financeiro, com a concessão de bolsa de mestrado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e aos laboratórios de Microsonda Eletrônica, Inclusões Fluidas e Geocronologia da Universidade de Brasília.

Ao professor Nilson Francisquini Botelho e Isabela Moreno pela colaboração e auxílio na interpretação de análises de microsonda eletrônica.

Aos colegas Anna Lorena e Guilherme pelo auxílio durante a etapa de campo

Aos colegas Daniel Richard e Fernanda Rodrigues pelo auxílio na preparação de amostras, e acompanhamento durante outras etapas fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. A Dalila Plens pela auxílio na interpretação de dados geocronológicos.

Aos meus familiares e amigos pelo suporte, incentivo e força durante este período.

SUMÁRIO

RESUMO.....	iii
ABSTRACT	v
AGRADECIMENTOS	vii
CAPÍTULO 1	1
1. Introdução	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Localização e Acesso	2
1.3. Objetivo	2
2. Geologia Regional	3
3. Histórico dos trabalhos no depósito Santa Helena	9
3.1. Revisão dos estudos de inclusões fluidas no depósito	10
CAPÍTULO 2	12
The Santa Helena paleoproterozoic oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit (OCAGG), Alta Floresta Gold Province (Amazonia, Brazil): constraints from geology, petrology and fluid inclusions study	12
Resumo.....	13
1. Introdução	14
2. Contexto Geológico Regional	15
3. Metodologia	18
4. Geologia do Depósito de Ouro Santa Helena	20
4.1. Petrografia e química mineral do granito Santa Helena e diques associados.	22
4.1.1. Granito Santa Helena	22
4.1.2. Diques	26
4.2. Litogeoquímica	28
4.2.1. Geoquímica do Granito Santa Helena	29
4.2.2. Geoquímica dos Diques	32
4.3. Geocronologia e Geoquímica Isotópica	34
4.3.1. Idades U-Pb em zircão	34
4.3.2. Composição isotópica Sm-Nd.....	36
5. Alteração Hidrotermal e Mineralização	37
5.1. Assembleia mineral hidrotermal	37
5.2. Química de minerais hidrotermais	42
5.2.1. Geotermômetro da Clorita	45
5.3. Geoquímica de rochas alteradas e mobilidade de elementos	46
5.4. Mineralização	50
6. Inclusões fluidas	53
6.1. Tipos de inclusões fluidas	53
6.2. Interpretação dos dados de inclusões fluidas	56
7. Discussões	58
7.1. Petrologia e contexto geológico e regional das rochas graníticas	58
7.2. Condições de formação, composição, origem e evolução do sistema hidrotermal	60
7.3. Mineralização do ouro: fonte, transporte e deposição	62
7.4. Modelo metalogenético do depósito de ouro Santa Helena	64
8. Conclusão	68
Agradecimentos.....	69
Referências	70
CAPÍTULO 3	79
1. Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros	79
2. Referências	83
ANEXOS	87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização geográfica do depósito Santa Helena no município de Nova Santa Helena, na porção centro-norte do estado do Mato Grosso.	2
Figura 2. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico. A. Santos <i>et al.</i> (2000). B. Tassinari & Macambira (1999).	4
Figura 3. Mapa simplificado da Província Aurífera Alta Floresta, com os principais domínios geológicos e a localização dos depósitos de ouro (adaptado de Souza <i>et al.</i> 2005 e Vasquez & Rosa-Costa 2008).	5
Fig. 1. Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico de acordo com Santos (2003) e Velasquez <i>et al.</i> (2008b). Mapa simplificado da Província Aurífera Alta Floresta, com os principais domínios geológicos e a localização dos depósitos de ouro (adaptado de Souza <i>et al.</i> 2005 e Vasquez & Rosa-Costa 2008).	16
Fig. 2. Mapa Geológico da Região de Nova Santa Helena (Paes de Barros, 2007).	18
Fig. 3. A. Foto da cava garimpeira do depósito Santa Helena. B-D. Fotos mostrando a zona mineralizada principal (tracejado branco).	21
Fig. 4. A. Mapa do Depósito de Santa Helena, modificado (Paes de Barros, 2007). B-D. Seção mostrando os furos amostrados e principais variedades litológicas.	22
Fig. 5. (A). Aspecto mesoscópico da fácies 1 do Granito Santa Helena. (B, C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, e associação entre quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita + titanita. (D). Detalhe de microclínio subédrico. (E). Detalhe de biotita subédrica cloritizada.	23
Fig. 6. (A). Aspecto mesoscópico da fácies 2 do Granito Santa Helena. (B, C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra. (D). Associação de biotita (cloritizada) e magnetita. (E). Associação entre quartzo + plagioclásio + microclínio, e muscovita secundária.	24
Fig. 7. (A) Composição da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no digrama Mg/(Mg+Fe) <i>versus</i> Al ^{IV} de Deer <i>et al.</i> (1992). (B) Diagrama para biotita de diferentes tipos de rochas (Nachit, 1986): (P) campo de biotita primária; (R) domínio de biotita primária reequilibrada e (S) domínio de biotita secundária. (C) Posicionamento da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no diagrama de Nachit (1986), que distingue diferentes famílias de rochas graníticas. (D) Análises da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no diagrama discriminante de Abdel-Rahman (1994) de magmas alcalinos (A), peralcalinos (P) e cálcio-alcalinos (C). (E). Diagrama Fe <i>versus</i> Al, mostrando origem magmática das titanitas (Aleinikoff <i>et al.</i> , 2002, em Jiang <i>et al.</i> , 2016). (F). Diagrama 10*(La ₂ O ₃ + Ce ₂ O ₃) <i>versus</i> SiO ₂	25
Fig. 8. (A). Aspecto mesoscópico do dique andesítico. (B). Detalhe de cristal de hornblenda anédrico. (C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, e associação entre plagioclásio + hornblenda + augita + opacos. (E). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra. Em destaque, cristal de tschermakita. (F) Aspecto mesoscópico do dique riolítico. (G). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, cristais de biotita anédricos. (H). Associação entre plagioclásio + biotita + quartzo na matriz e fenocristal de plagioclásio.	27
Fig. 9. Diagramas de variação do tipo Harker de SiO ₂ <i>versus</i> elementos maiores do granito Santa Helena.	29
Fig. 10. Amostras do granito Santa Helena. (A) Diagrama R1 <i>versus</i> R2 (De La Roche <i>et al.</i> 1980) (B) Diagrama de alcalinidade de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). (C) Diagrama Na ₂ O+K ₂ O-SiO ₂ <i>versus</i> SiO ₂ (wt.%) de Frost <i>et al.</i> (2011). (D) Diagrama de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG). (E) Padrão para granitos de arco vulcânico, com valores de normalização de Pearce <i>et al.</i> (1984). (F) Espectro de elementos terras raras normalizados ao condrito de Nakamura (1974). (G) Digrama de variação de elementos normalizados ao manto primitivo, com fatores de normalização de McDonough & Sun (1995) (H) Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Ta+Yb vs. Rb de Pearce <i>et al.</i> (1984; 1996). (I) Diagrama Y+Nb vs. Rb. Campos: Post-COLG = pós-colisional; ORG = cadeia meso-oceânica; syn-COLG = sin-colisional; VAG = arcos vulcânicos; WPG = intraplaca.	31
Fig. 11. Amostra do dique máfico e félsico. (A) diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1992). (B) Diagrama de alcalinidade de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989) para o dique félsico. (C) Digrama de variação de	

elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de McDonough & Sun (1995). (D) Espectro de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974). (E) Diagrama de Pearce & Cann (1973) para discriminação de ambiente tectônico de rochas máficas. A amostra do dique máfico se posicionou no campo dos basaltos calcio-alcálicos. IAT: tholeiito de arco de ilha; MORB: basalto de cadeias meso-oceânicas; CAB: basalto cálcio-alcálico; WPB: basalto intraplaca. (F) Amostra do dique no diagrama discriminante de ambiente tectônico de Meschedde (1986). WPA: basaltos alcalinos intra-placa; WPA: toleitos intra-placa; P MORB, N MORB: basaltos de cadeias meso-oceânicas, VAB: basaltos de arcos vulcânicos. 33

Fig. 12. Imagem BSE de cristais de zircão do granito Santa Helena, indicando os locais de aplicação do feixe iônico do laser A. Fácies 1. B-C. Fácies 2. 34

Fig. 13. Diagrama da Concordia U-Pb para o granito Santa Helena. A. Amostra representativa do fácies 1. B. Amostra representativa do fácies 2. Os círculos azuis são os dados usados no cálculo da discordância. 35

Fig. 14. Diagrama de evolução $\epsilon_{Nd} \times T$ 36

Fig. 15. Sequência paragenética para alteração hidrotermal do granito Santa Helena. 37

Fig. 16. Perfis esquemáticos dos furos estudados, mostrando variedades litológicas e a distribuição das zonas de alteração principais. Aspecto macroscópico das rochas do depósito. (A). Granito Santa Helena com metassomatismo incipiente. (B). Forte alteração potássica sobre o granito. (C). Granito fortemente deformado e forte alteração sericitica. (D). Rocha fortemente alterada e deformada, composta essencialmente por muscovita-pirita-quartzo. (E). Forte propilitização sobre o granito. (F). Vênulas tardias de carbonato cortando granito sericitizado. (G). Alteração clorítica sobre dique andesítico, cortado por vênulas de carbonato. (H) Alteração propilitica sobre o dique máfico. 38

Fig. 17. Fotomicrografias mostrando diferentes padrões das alterações hidrotermais no granito Santa Helena. (A). Cristais de titanita associada à biotita, alterada para clorita. (B). Cristais de microclínio na borda de plagioclásio, e mimerquitas. (C). Microclínio secundário com inclusões de biotita cloritizada, plagioclásio e quartzo. (D). Fraca a moderada alteração sericitica, com muscovita preenchendo fraturas. (E, F). Forte alteração sericitica rocha composta por muscovita, pirita e quartzo. (G,H). Vênula de epidoto, clorita, pirita e carbonato. (I). Vênula tardia de carbonato. 40

Fig. 18. Fotomicrografia mostrando diferentes padrões das alterações hidrotermais no dique andesítico. (A). Alteração clorítica, a rocha é composta essencialmente por clorita, pirita e quartzo. (B). Veio de epidoto. (C). Carbonatação cortando a alteração clorítica, associada a zona mineralizada, com epidoto e microclínio. (D). Vênula tardia de carbonato 42

Fig. 19. Fotomicrografia de cristais euédricos de titanita hidrotermal. (A,B). Glomérulos de microcristais de titanita hidrotermal na clorita. (C) Imagem de elétrons retroespalhados, mostrando titanita hidrotermal. (D). Diagrama Fe vs. Al (Aleinikoff et al., 2002, em Jiang et al., 2016). (E). Diagrama $10^*(La_2O_3 + Ce_2O_3) \text{ vs } SiO_2$ 43

Fig. 20. Composição de diferentes grupos de clorita do depósito de Santa Helena. A. Diagrama de composição química $Al^{IV} -Fe / (Fe+Mg)$ de Bayliss (1975). B. Diagrama MgO-FeO, mostrando o amplo espectro composicional dos diferentes tipos de clorita identificados. 45

Fig. 21. Padrões de distribuição dos elementos terras raras referentes a amostras alteradas normalizadas ao condrito (Nakamura 1974). A. As amostras de granito sericitizado. B. Amostras resultadas de alteração clorítica (triângulo) e clorítica + propilitica (círculo) do dique máfico. 47

Fig. 22. Diagrama de isócrona mostra relação da rocha alterada e protólito. (A) Sericitização e (B) Cloritização, e seus respectivos protólitos. As linhas tracejadas são isócronas, definidas pela relação constante dos elementos móveis, elementos acima das linhas são enriquecidos, e os abaixo são empobrecidos na rocha alterada. 48

Fig. 23. A. Foto mostrando a zona mineralizada associada a uma zona de intensa alteração clorítica. B. Fotos da rocha mineralizada, formada por quartzo, pirita, calcopirita, muscovita e clorita. C. Zona de silicificação, formada essencialmente por quartzo e pirita contendo ouro. D. Granito sericitizado cortado por veios e vênulas de quartzo e sulfeto. 50

Fig. 24. Fotomicrografias de luz refletida de amostras mineralizadas. A. Ouro incluído em quartzo. B. Ouro incluído na pirita. C. Ouro incluído na magnetita. D. Ouro preenchendo fratura na pirita. E. Ouro, calcopirita e covelita preenchendo fratura na pirita. F. Ouro associado a hessita e calcopirita em fratura

na pirita. G. Associação contendo pirita, com inclusão de ouro, magnetita e bismutinita. H. Bismuto nativo (parte branca), matildite e shirmerita (parte cinza claro) na borda de cristal de calcopirita. Py = pirita. Au = ouro. Cpy = calcopirita. Mt = magnetita. Cv = covelita. *Mld* matildite, *Bi* bismuto nativo, *Smt* shirmerita. 52

Fig. 25. Fotomicrografias mostrando os diferentes tipos de inclusões fluidas no depósito Santa Helena. Esboços das inclusões fluidas são mostrados no canto inferior esquerdo de cada fotografia. A. Inclusão fluida tipo 1a H₂O-CO₂-NaCl(CH₄) trifásica (esquerda) e bifásica (direita). B-D. Inclusões fluidas aquo-carbônicas tipo 1a bifásicas. E-G. Inclusões fluidas tipo 1b H₂O-CO₂(CH₄)-NaCl bifásicas. I-J. Inclusões fluidas tipo-2 H₂O-NaCl bifásicas. 55

Fig. 26. A. Histograma de frequência com variação da temperatura de fusão do clatrato das inclusões fluidas tipo 1a. B. Histograma de frequência de temperatura de fusão do clatrato de inclusões tipo 1b. C. Histograma de frequência de temperatura de fusão do gelo de inclusões tipo 2. D. Histogramas de frequência de de salinidade das inclusões fluidas dos tipos 1a, 1b e 2. E. Histograma de frequência de temperatura de homogeneização das inclusões fluidas dos tipos 1a, 1b e 2. F. Temperatura de fusão do CO₂-(CH₄) (T_{mCO2}) vs. temperatura de homogeneização do CO₂-(CH₄) (T_{hCO2}) das inclusões aquo-carbônicas (tipo 1a e 1b). G. Salinidade vs. temperatura de homogeneização total de inclusões do tipo 1a, 1b e 2, primeira fase de fluido (linha escura) e segunda fase de fluidos (linha tracejada cinza). ... 57

Fig. 27. Diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial (Sun & McDonough 1989) das amostras dos fácies 1 e 2 do granito Santa Helena, comparado com dados do granito Santa Helena Antigo e Jovem (Paes de Barros, 2007) e dique riolítico. 59

Fig. 28. Figura esquemática mostrando a proposta de evolução do depósito Santa Helena. (A). Magmatismo granítico cálcio-alcálico, granodiorito a monzogranito (2028±17 Ma, fácies 1) e monzogranito a sienogranito (2017±11 Ma, fácies 2), com exsolução de fluidos magmáticos. (B) Desenvolvimento de estruturas rúpteis e alojamento de diques máficos. (C) Desenvolvimento de halo de alteração sericitica e clorítica, acompanhada por injeção de sílica e precipitação de ouro e sulfetos. 65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais unidades geológicas, geocronologia e ambiente tectônico da Província Aurífera Alta Floresta (modificada de Assis, 2007).....	8
Tabela 2. Resumo dos trabalhos realizados no depósito de Santa Helena.	11
Tabela 1. Análises representativas de minerais do dique máfico e félsico.GSH: granito Santa Helena.	26
Tabela 2. Análises geoquímicas do granito e dique do depósito Santa Helena.....	28
Tabela 3. Dados LA-ICP-MS de U-Pb em zircão do granito Santa Helena.....	35
Tabela 4. Dados de Sm-Nd para rochas do depósito Santa Helena.....	36
Tabela 5. Análises representativas de minerais hidrotermais.	44
Tabela 6. Resumo das análises de microsonda representativas e temperaturas calculadas de clorita no depósito.	46
Tabela 7. Ganhos e perdas calculadas para diferentes alterações hidrotermais.....	49
Tabela 8. Análises químicas de ouro.	51
Tabela 9. Análises químicas de sulfetos, sulfossais e teluretos.	53
Tabela 10. Resumo das amostras selecionadas para o estudo de inclusões fluidas e teores de ouro.	53
Tabela 11. Dados de inclusões fluidas do depósito Santa Helena.....	54
Tabela 12. Comparação do depósito Santa Helena com outros depósitos de ouro.	67

CAPÍTULO 1

1. Introdução

1.1. Apresentação

O Depósito de Ouro Santa Helena está localizado na porção sudoeste da Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), também denominada de Província Aurífera Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007), inserida na porção sul do Cráton Amazônico. A Província aurífera localiza-se no extremo norte do estado de Mato Grosso e possui destaque como sendo uma das principais produtoras de ouro no Brasil (Paes de Barros, 2007). As primeiras ocorrências de ouro na região foram reportadas em 1978 com a construção da rodovia BR-163, que resultou na descoberta de inúmeros depósitos auríferos aluvionares ao longo do Rio Peixoto de Azevedo e seus afluentes. Com a exaustão dos depósitos de ouro secundários, os mineradores passaram a se concentrar nos depósitos primários, que correspondem a uma centena de depósitos de alto teor e pequeno porte (<5t Au concentrado).

Na província, a associação dos depósitos de ouro com granitos paleoproterozóicos cálcio-alcalinos oxidados é marcante. Trabalhos de caráter regional e metalogenético sugerem que a colocação desses corpos ígneos foi essencial, como fonte termal, de fluidos e/ou metais para a formação dos depósitos, a partir do desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais (Paes de Barros, 1994, 2007; Moura *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2001; Abreu, 2004; Bizotto, 2004; Assis, 2011, 2015; Trevisan, 2012, 2015; e Teixeira, 2015).

O depósito de ouro Santa Helena é um exemplo entre as várias ocorrências de depósitos de ouro primário na região, com mineralização em veios associada com rochas graníticas cálcio-alcalinas paleoproterozóicas. No depósito, a mineralização se alinha com outras mineralizações auríferas, dispostas segundo zonas de descontinuidade estrutural que delimitam a borda norte do gráben dos Caiabis. As rochas hospedeiras apresentam intensa alteração hidrotermal e características mineralógicas similares às de outros depósitos da província.

Os depósitos minerais formados por ação de soluções hidrotermais constituem uma vasta e complexa família de depósitos associados a diferentes tipos de rochas e ambientes geológicos, os quais têm em comum a concentração de metais em decorrência de alteração hidrotermal (Hedenquist & Lowenstern, 1994). A distribuição

e a mineralogia da alteração hidrotermal estão relacionadas com o tipo de ambiente e de fluido hidrotermais, além da razão fluido/rocha predominante, e, conseqüentemente, com o tipo de depósito mineral gerado.

O presente trabalho visa a aprofundar a caracterização do magmatismo associado ao depósito e da mineralização de ouro, bem como determinar a natureza e a origem dos fluidos hidrotermais e mineralizantes, usando dados de inclusões fluidas, para propor um modelo metalogenético da mineralização de ouro.

1.2. Localização e Acesso

A área de estudo está localizada na porção centro-norte do Estado do Mato Grosso. O depósito de Ouro Santa Helena localiza-se 2 km a norte da cidade de Nova Santa Helena (Fig. 1). O acesso ao local de estudo se dá preferencialmente pela BR-163 (Cuiabá - Santarém), a partir de Sinop passando pela cidade de Itaúba até Nova Santa Helena, por um percurso de aproximadamente 200 km.

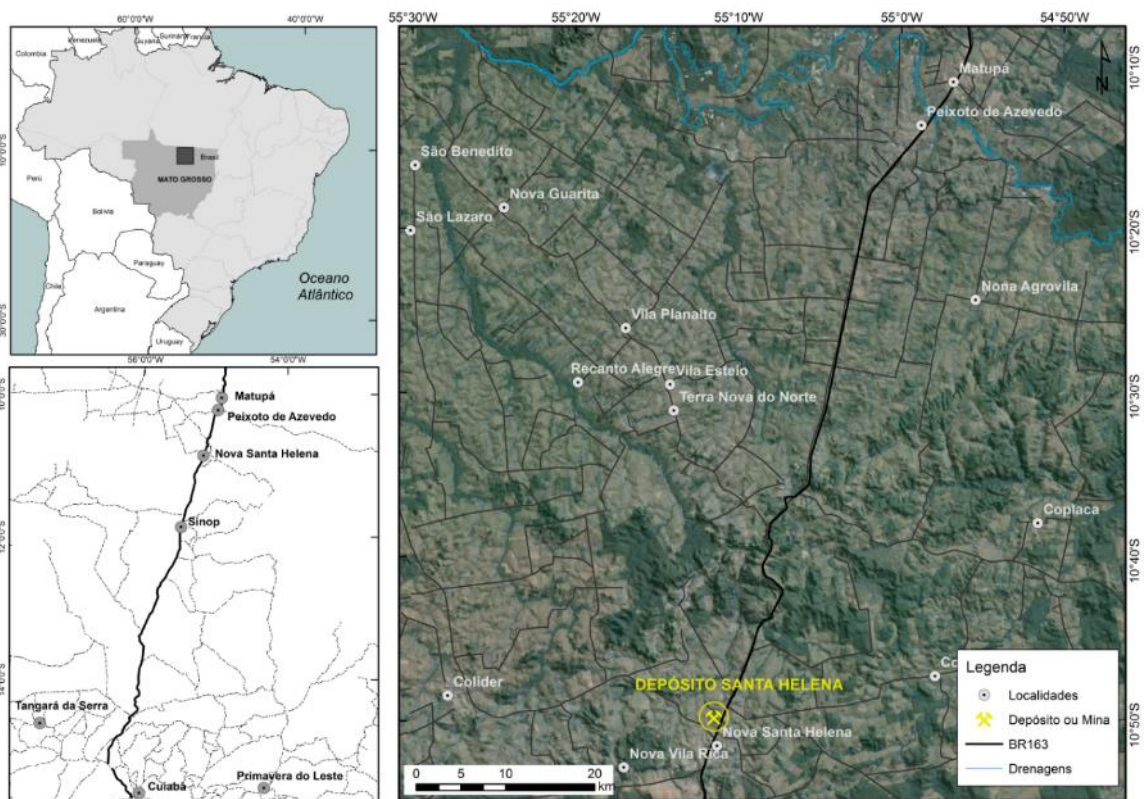


Figura 1. Localização geográfica do depósito Santa Helena no município de Nova Santa Helena, na porção centro-norte do estado do Mato Grosso.

1.3. Objetivo

O objetivo deste estudo do depósito Santa Helena é caracterizar a mineralização de ouro e propor modelo metalogenético com base em estudo geológico, petrológico e de inclusões fluidas. Para isso, os estudos concentram-se na:

(i) caracterização geológica do depósito; (ii) caracterização petrológica das rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização de ouro, com base em dados petrográficos de química mineral, litogeoquímica e dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd; (iii) determinação dos principais parâmetros físico-químicos do sistema mineralizador a partir de dados de inclusões fluidas e (iv) proposição de modelo metalogenético para o depósito.

Com os resultados desta pesquisa, pretende-se contribuir tanto para a compreensão da gênese da mineralização de ouro quanto para o entendimento do potencial de ambientes e rochas semelhantes para gerar depósitos econômicos de ouro na Província Aurífera Juruena-Teles Pires.

2. Geologia Regional

A Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), também denominada de Província Aurífera Alta Floresta (Dardene & Schobbenhaus, 2001; Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007), compreende a porção norte do estado do Mato Grosso. A província configura uma área alongada na direção NW-SE, limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis e pela Chapada dos Dardanelos. Está inserida na porção sul do Cráton Amazônico, entre as províncias geocronológicas Ventuari – Tapajós (1,95-1,8 Ga) e Rio Negro – Juruena (1,8-1,55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999) (Fig. 2), ou entre as províncias geocronológicas-geotectônicas do Tapajós – Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia – Juruena (1,82-1,54 Ga), de acordo com o modelo geotectônico de Santos *et al.* (2000).

Dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton, formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico, com acúmulo de crosta juvenil que evoluiu por diferenciação, gerando magmas intermediários a félsicos.

Segundo Souza *et al.* (2005), as unidades da Província teriam sido geradas em distintos ciclos orogênicos, temporalmente organizados da seguinte forma: (i) Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,1-1,95 Ga); (ii) Arco Magmático Juruena (1,85-1,75 Ga), e (iii) metavulcano-sedimentares originadas em ambiente extensional e intrudidas por granitóides cálcio-alcálinos deformados (1,74 Ga).

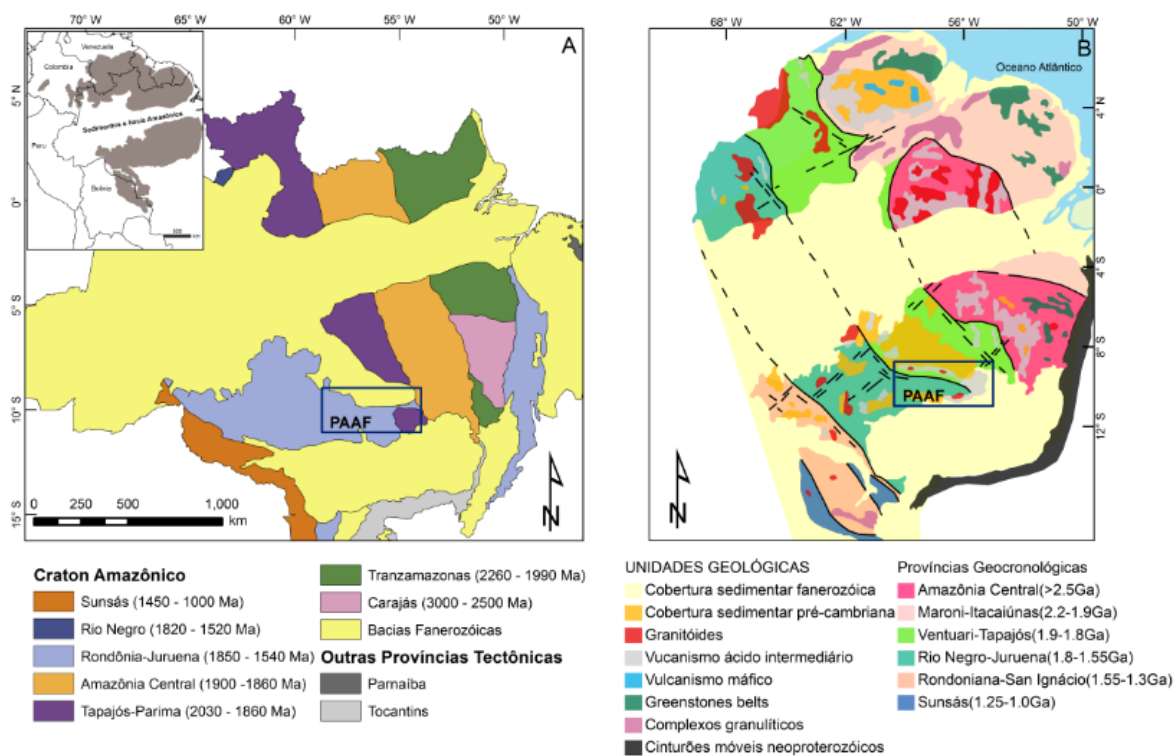


Figura 2. Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico. A. Santos *et al.* (2000). B. Tassinari & Macambira (1999).

De acordo com Silva e Abram (2008), a evolução da Província Aurífera Juruena – Teles Pires ocorreu de acordo com 7 estágios: (1) geração de um conjunto de rochas geradas num provável contexto de tectônica extensional (Complexo Bacaeri-Mogno); (2) geração dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú e Juruena, incluindo rochas de afinidades cálcio-alcalinas de margem continental ativa; (3) uma fase colisional representada pelos leucogranitos da unidade Granito Apiacás, com idade de cristalização estateriana (1784 ± 32 Ma) e uma idade mais antiga (1871 ± 21 Ma); (4) delaminação crustal, com consequente geração de magmatismo intraplaca (Flor da Serra); (5) geração de uma bacia na qual foi gerada a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Marcelo-Cabeça; (6) fechamento do orógeno, acompanhado de deformação progressiva, com a geração de mega-estruturas de cisalhamento transcorrente e (7) geração das unidades Suíte Nova Canaã e Granito Teles Pires, numa fase tardia (pós- deformação do órogeno).

Segundo Duarte *et al.* (2012; 2015), o Arco Magmático Juruena inicia-se em torno de 1820 Ma, com movimentos compressivos de SW para NE forçando a movimentação de uma placa oceânica (Complexo Bacarei-Mogno) em direção ao domínio Tapajós/Peixoto de Azevedo, com consequente subducção e consumo desta placa, gerando magmas híbridos e ascendentes ao longo da zona de subducção.

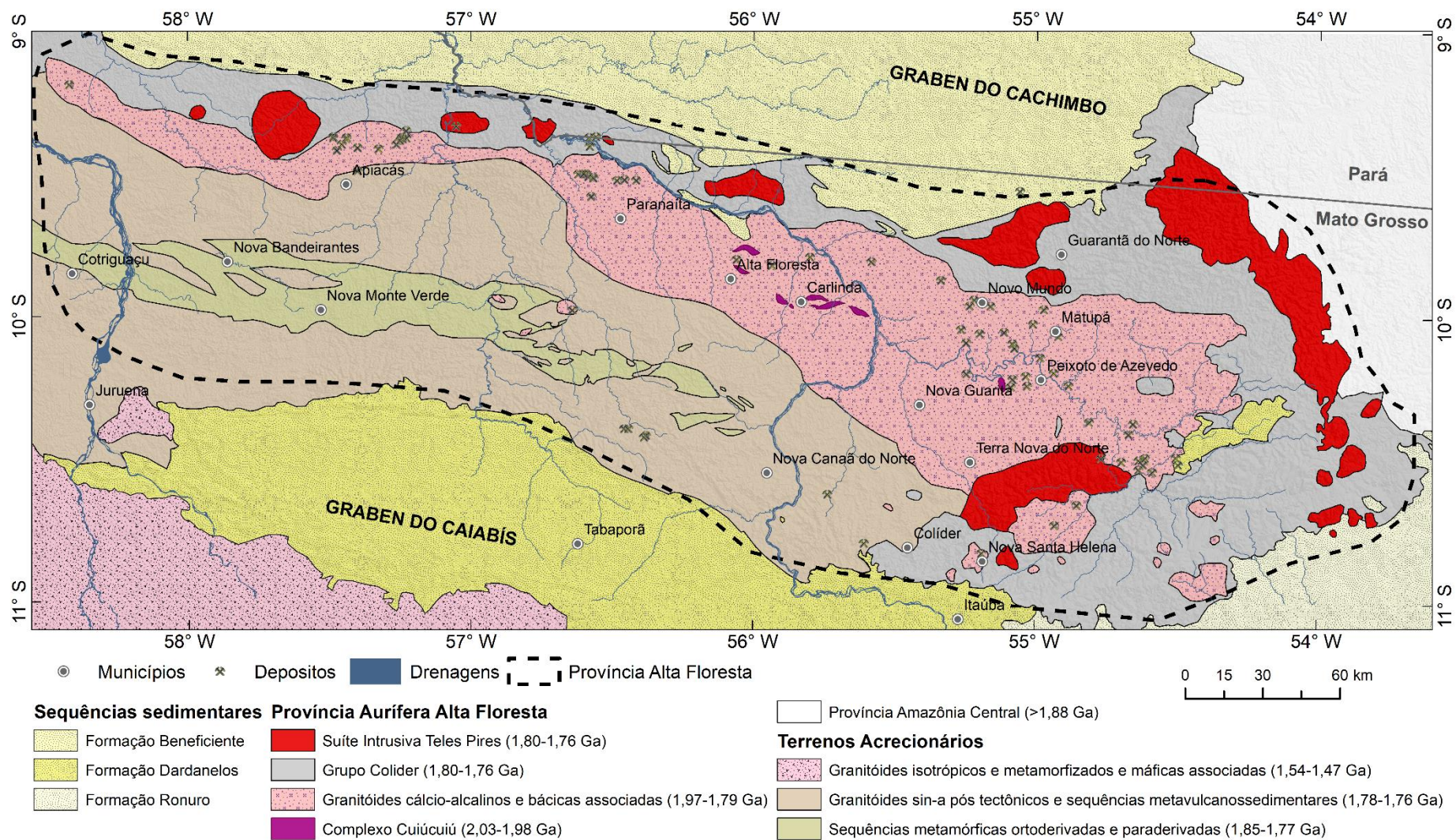


Figura 3. Mapa simplificado da Província Aurífera Alta Floresta, com os principais domínios geológicos e a localização dos depósitos de ouro (adaptado de Souza *et al.* 2005 e Vasquez & Rosa-Costa 2008).

A fase inicial da orogênese está representada pelo Domínio Vulcânico, por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Paranaíta e vulcânicas do Grupo Colíder (1803-1766 Ma). Estas unidades encontram-se em contato tectônico com porções mais profundas do arco, onde são encontradas rochas de médio a alto grau metamórfico, interpretadas como a raiz do mesmo (Pinho *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2005; Santos *et al.*, 2008; e Ribeiro & Duarte, 2010).

O embasamento da Província é formado por rochas supracrustais e sequências plutônicas de idades entre 2,81 a 1,99 Ga. O Complexo Bacaeri-Mogno é representado por anfibolito, enderbito, formação ferrífera, quartzito (metachert), gnaiss, metagabro norito e metapiroxênito, idade de 2,24 Ga (Pimentel, 2001; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). O Complexo Cuíu-Cuíu inclui biotita gnaisses graníticos a tonalíticos, além de xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Paes de Barros, 2007). Datação U-Pb em zircão no ortognaiss granítico revelou idade de 1992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2005).

As sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares são rochas paleoproterozóicas de idades variando de 1,99 a 1,75 Ga, produzidas a partir de sucessivos arcos magmáticos. As rochas têm afinidade geoquímica com séries cálcio-alcalinas oxidadas, que teriam sido originadas em ambiente de arco vulcânico a pós-colisional, típico de magmatismo granítico do tipo I, pertencente à série magnetita (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2004, 2006; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015). É representada pela suíte Pé Quente e os granitos Novo Mundo, Aragão, Flor da Mata, Santa Helena e sequências vulcânicas, que possuem idades de cristalização U-Pb variando de 1,97 Ga a 1,93 Ga. Suítes graníticas de idade variando entre 1,88 e 1,79 Ga truncam essas unidades, representadas pelo Granito Nhandu, Suíte Matupá e Granito Peixoto (Assis, 2014). A tabela 1 mostra as principais unidades plutono-vulcânicas da Província Aurífera de Alta Floresta.

As unidades plutono-vulcânicas pós-colisionais a intraplaca são representadas por rochas de idades entre 1,78 a 1,77 Ga intrusivas ou ocorrem na forma de extensos derrames félsicos. A Suíte Colíder é representada por rochas sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Datações em riolito porfirítico revelam idades de 1.786 ± 17 Ma e 1.781 ± 8 Ma (JICA/MMAJ, 2000

e Pimentel, 2001). A Suíte Intrusiva Teles Pires é constituída por granitos do tipo A, pós-colisional, de idades entre 1782 ± 17 Ma a 1757 ± 16 Ma (Souza *et al.*, 1979, 2005; Silva *et al.*, 1980; Silva & Abram, 2008).

Sequências sedimentares cobrem as rochas da Província. Compreendem arenito e arenito arcoseano, com frequentes níveis conglomeráticos, pertencentes à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis). Idades U-Pb entre 1987 ± 4 Ma a 1377 ± 13 Ma obtidas em cristais de zircão detrítico (Saes & Leite, 2003) sugerem a idade máxima de 1,44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza *et al.*, 2005).

Tabela 1. Principais unidades geológicas, geocronologia e ambiente tectônico da Província Aurífera Alta Floresta (modificada de Assis, 2007).

UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES		
Depósitos aluvionares <i>Bacia pull-apart ou strike slip</i> Formação Dardanelos (Coberturas Detrito-lateríticas) Sedimentos areno-siltico-argiloso, laterizado e/ou ferruginosos	Quaternário Idade máxima 1,44 Ga).	Souza <i>et al.</i> (2005). Saes & Leite (2003); Souza <i>et al.</i> (2005).
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS INTRAPLACA E PÓS-COLISIONAIS (GRANITOS DO TIPO A)		
Granito do tipo A pós-colisional		
Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, dacito, andesito, tufo, brechas e ignimbrito.	1782 ±17 Ma a 1757 Ma (U-Pb).	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva & Abram (2008).
Pórfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	1774 ±7,5 Ma	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
UNIDADES PLUTONO-VULCÂNICAS E SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES (GRANITOS DO TIPO I)		
Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico		
Suíte Colíder Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1786 ±17 Ma, 1785 ±6,3 Ma; 1781 ±8 Ma.	JICA/MMAJ (2000), Silva & Abram (2008), Pimentel (2001).
Granito Peixoto Biotita monzogranito, granodiorito e tonalito.	1792 ±2 Ma (Pb-Pb)	Paes de Barros (2007).
Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e tonalito.	1853 ±23 Ma	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzomonzonito.	Idade indeterminada.	Assis (2008).
Suíte Intrusiva Matupá biotita monzogranito, monzogranito porfirítico sieno-monzogranito, porfirítico-rapakivi, monzonito, monzodiorito.	1872 ±12 Ma (Pb-Pb).	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005); Assis (2011).
Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1889 ±17 Ma, 1879 ±5,5 Ma (U-Pb) 1848 1969, 1954 ± 4 e 1946 ± 21 Ma	Moreton & Silva (2005); Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000). Rocha, 2016
Granito Aragão Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	1931 ±12 Ma (UPb).	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011), Ramos (2011).
Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e monzonitos a granodioritos	(correlacionado ao Granito Novo Mundo)	Ramos (2011).
Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito e monzonito.	1970 a 1964 Ma	Paes de Barros (2007).
Granito Santa Helena Monzogranito, granodiorito e sienitos.	1986±6 e 1967±3 Ma (Pb-Pb).	Paes de Barros (2007).
Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e tonalito.	1979 ±31 Ma (UPb).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
Bacia de ante-país retro-arco em margem continental ativa		
Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvacafeldspática, arenitolítico e conglomerado arenoso polimítico matrizsuportado.	Idade mínima: 2009 Ma Idade máxima: 1718 Ma	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
EMBASAMENTO: SUPRACRUSTAIS E SEQUÊNCIAS PLUTÔNICAS METAMORFIZADAS		
Arco vulcânico cálcio-alcálico		
Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1998 Ma (Pb-Pb)	Paes de Barros (2007).
Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1992 a 2816 Ma (U-Pb)	Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007).

3. Histórico dos trabalhos no depósito Santa Helena

Os trabalhos de exploração no depósito de ouro Santa Helena, conhecido também como Garimpo do Edu, tiveram início em 1991 pela CCO Mineração Ltda., que definiu o corpo de minério com 7,5 metros de espessura, teor médio de 3,57 g/t, e uma reserva medida de 3 t de ouro. Em 2000, a empresa RTDM definiu dois tipos de reserva (RTDM 2000): (1) restrita apenas à porção mais central, com teor médio de 3,5 g/t em uma espessura média de 3,08 metros, equivalente a uma reserva de 0,52 Mt e 1,8 t de ouro; e (2) com base em um corpo com espessura média de 6,42 metros e teor médio de 2,51 g/t, resultando em reserva de 1,08 Mt e 2,7 t de ouro.

Delgado et al. (2001, in Silva & Abram, 2008) em observações na cava a céu aberto do garimpo, definiu o seguinte perfil litoestrutural WNW para ESSE: (i) granito isótopo alterado na capa do veio; (ii) zona milonítica (quartzo-sericita), com 30 cm de largura; (iii) zona ultramilonítica (argilosa), com 50 cm; (iv) zona milonítica (quartzo-sericita), com 30 cm; (v) zona sulfetada (quartzo-carbonato-sulfetos-óxidos de ferro), com 50 cm e; (vi) granito protomilonítico alterado na capa do veio. Cruz (2002, in Silva & Abram, 2008) identificou o desenvolvimento nas zonas alteradas pela deformação e variação lateral da paragênese e definiu as cinco zonas de alteração hidrotermal: (1) Zona Propilítica, corresponde ao envelope mais externo do minério; (2) Zona de Hematitização, caracterizada pela impressão de uma coloração avermelhada à rocha; (3) Zona de Sericitização, associada a minério de baixo teor; (4) Zona de Silicificação, que ocorre nas zonas de deformação mais intensas e; (4) Zona de Sulfetação , caracterizada pela presença de sulfetos.

Segundo Silva & Abram (2008), o depósito está inserido em rochas tectonizadas do Granito Nhandu, e a mineralização ocorre em veios subverticais e encaixados em uma zona de cisalhamento estreita, transcorrente, rúptil-dúctil de cinemática dextral, orientada N30-25°E /80°-70°NW. Com base em dados de inclusões fluidas, geológicos e petrográficos da mineralização, correlacionam os fluidos mineralizadores semelhantes aos de depósitos hospedados em veios geneticamente relacionados a magmatismo granítico.

Paes de Barros (2007), com base no mapeamento em torno do depósito e descrição de testemunhos de sondagem fornecidos pela RTDM, identificou os granitos cálcio-alcalinos Santa Helena Antigo (GHSA-1986 ± 6 Ma) e Santa Helena Jovem (GHSJ- 1967 ± 3 Ma), como hospedeiros da mineralização, e caracterizou dois tipos

de mineralização: (i) filão de quartzo com bandas de pirita em rochas miloníticas e, (ii) venular (minério granítico) com sulfetos (pirita±calcopirita±galena) e sulfossais (Bi+S+Cu±Ag± Te±Se±Mo±Pb). De acordo com a associação ouro-bismuto, o regime de fluidos e relação com magmas félsicos fracionados e sistema hidrotermal restrito, correlacionou a depósito do tipo *Intrusion Related Gold Deposit* (IRGD).

Segundo Rambo (2014), a estrutura associada à mineralização de altitude N50°S corresponde a fraturas extensionais que ocorrem com mesma direção de esforço compressivo principal. Esta estrutura serviu de canal para percolação de fluidos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações que ocorrem sob a forma de vênulas.

3.1. Revisão dos estudos de inclusões fluidas no depósito

O estudo de inclusões fluidas no depósito foi realizado primeiramente por Assis (2006, em Paes de Barros, 2007), em amostras do veios de quartzo mineralizado no granito propilitizado e no quartzo milonito. Foram identificados dois grupos de inclusões: **i) Tipo I**, inclusões bifásicas aquo-salinas de salinidade média de 21 a 23 wt% NaCl eq. e temperaturas de homogeneização concentradas entre 100°C e 120°C; **ii) Tipo II**, inclusões aquo-carbônicas, de salinidade 11 a 13 wt% NaCl eq. e temperaturas de homogeneização média de 330°C, localmente coexistente com inclusões do tipo I. Assis (2006) concluiu que as inclusões aquo-carbônicas devem ter ocorrido sob condições de pressão entre 1,1 a 2,3 kbar e temperaturas entre 263°C e 368°C, em um sistema imiscível, aproximando-se das condições reais de formação da mineralização aurífera.

Silva & abraam (2008) realizaram estudos de inclusões fluidas em amostra do veio sulfetado e granito hidrotermalizado. Foram reconhecidas três populações de inclusões fluidas: **i) Tipo I**, inclusões carbônicas $\text{CO}_2\pm\text{N}_2\pm\text{CH}_4$, com temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) variando de -65,3°C a -62°C e temperatura de homogeneização (T_h) em 26.6°C a 29.3°C; **ii) Tipo II**, inclusões aquo-carbônicas bifásicas e trifásicas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2(\pm\text{N}_2\pm\text{CH}_4)$, com $T_{f\text{CO}_2}$ variando de -63,4°C a -62,0°C, as temperaturas de fusão do clatrato ($T_{f\text{cla}}$) variam -1,4°C a -2,1°C, com salinidade de 13 a 17 wt% NaCl eq., $T_{h\text{CO}_2}$ de 10,6 a -0,6°C e temperaturas de homogeneização (T_{hT}) variando de 229°C a 336°C; **iii) Tipo III**, compreende inclusões aquosas bifásicas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, com temperatura de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$) variando de -10,2°C a -0,6°C, com salinidade de 1,1 a 14,1 wt% NaCl eq., temperatura do eutético (T_e) variando de -52,7°C a -49°C e temperatura de homogeneização total (T_{hT}) entre 115°C a 237°C. Os fluidos primários do depósito são carbônicos e aquo-carbônicos.

Rambo (2014) distinguiu dois grupos de inclusões fluidas no depósito, em amostras coletadas no veio mineralizado, no halo de sulfetação. O grupo I correspondem

a inclusões carbônicas monofásicas $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4$, com $T_{f\text{CO}_2}$ de $-56,6$ a $-56,8^\circ\text{C}$ e $T_{h\text{CO}_2}$ $31,7^\circ\text{C}$ a $3,1^\circ\text{C}$. O grupo II compreende inclusões aquo-carbônicas trifásicas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, com $T_{f\text{CO}_2}$ variando de $-60,5^\circ\text{C}$ a $-65,0$, temperaturas de fusão do clatrato ($T_{f\text{cla}}$) variando de $1,2^\circ\text{C}$ a $2,1^\circ\text{C}$, salinidade de 10 a 14 wt% NaCl eq., $T_{h\text{CO}_2}$ de $1,7$ a 23°C e T_{hT} de 265 a 308°C ($M=285^\circ\text{C}$).

Tabela 2. Resumo dos trabalhos realizados no depósito de Santa Helena.

	PAES DE BARROS (2007)	SILVA & ABRAAM (2008)	RAMBO (2014)
Rocha Hospedeira	Granito Santa Helena	Granito Nhandu	Granito Nhandu
Associação Litológica	Granito tipo I, félsico, médio a alto K, pouco reduzido a moderado ($1986 \pm 6\text{Ma}$ e $1967 \pm 3\text{Ma}$)	Granitos de natureza cálcio-alcalina, alto potássio e com tendência shoshonítica ($1889 \pm 17\text{Ma}$ e $1879 \pm 5,5\text{Ma}$)	-
Contexto Estrutural	Estruturas antigas reativadas, minério venular rico associado ao sistema magmático hidrotermal.	Cisalhamento transcorrente ($\text{N}30^\circ\text{-}25^\circ\text{E}$)	Fraturas extensionais ($\text{N}50^\circ\text{S}$), serviram de canal para percolação de fluidos hidrotermais
Alteração	Propilítico (distal), K feldspato (proximal).	(1) Propilítica,; (2) e Hematitização; (3) Sericitização; (4) Silicificação; (4) Sulfetação	Halo de sulfetação, silicificação, cloritização, potassificação.
Condições de P / T	$263\text{-}368^\circ\text{C}$ ($1,1\text{-}2,3\text{ kbar}$) $3\text{-}8\text{ km}$	-	-
Fluidos	Tipo I: inclusões bifásicas aquo-salinas, 21 a 23 wt% NaCl eq. e $T_{hT} = 100$ e 120°C	Tipo I: inclusões carbônicas ($\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4$), $T_{f\text{CO}_2} = -65,3$ a -62°C e $T_h = 26,6$ a $29,3^\circ\text{C}$;	Tipo I: inclusões carbônicas ($\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4$), $T_{f\text{CO}_2} = -56,6$ a $-56,8^\circ\text{C}$ e $T_{h\text{CO}_2} = 31,7$ a $3,1^\circ\text{C}$
	Tipo II, inclusões aquo-carbônicas, 11 a 13 wt% NaCl eq. e $T_{hT} = 330^\circ\text{C}$. Assis (2006)	Tipo II: inclusões aquo-carbônicas ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2(\pm\text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$), $T_{f\text{CO}_2} = -63,4$ a $-62,0^\circ\text{C}$, $T_{f\text{cla}} = -1,4$ a $-2,1^\circ\text{C}$, 13 a 17 wt% NaCl eq., $T_{h\text{CO}_2} = 10,6$ a $-0,6^\circ\text{C}$	Tipo II: inclusões aquo-carbônicas ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$), $T_{f\text{CO}_2} = -60,5$ a $-65,0$, $T_{f\text{cla}} = 1,2$ a $2,1^\circ\text{C}$, 10 a 14 wt% NaCl eq., $T_{h\text{CO}_2} = 1,7$ a 23°C , $T_{hT} = 265$ a 308°C ($M=285^\circ\text{C}$)
	-	Tipo III, inclusões aquosas bifásicas ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$), $T_{f\text{gelo}} = -10,2^\circ\text{C}$ a $-0,6^\circ\text{C}$, 1,1 a 14,1 wt% NaCl eq., $T_e = -52,7$ a $-49,9^\circ\text{C}$, $T_{hT} = 115$ a 237°C .	-
Fonte de Metais	Sistema Magmático	Sistema magmático	(Fluido Hidrotermal)

CAPÍTULO 2

The Santa Helena paleoproterozoic oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit (OCAGG), Alta Floresta Gold Province (Amazonia, Brazil): constraints from geology, petrology and fluid inclusions study

Mara Letícia Torres da Silva^{1}*

Márcia Abrahão Moura¹

Antônio João Paes de Barros²

¹ Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 70910-900, Brasília-DF - Brazil

² Companhia Matogrossense de Mineração, Cuiabá-MT - Brazil

*Corresponding author: marasleticia@hotmail.com

Resumo

O depósito de ouro Santa Helena está localizado na Província Aurífera Alta Floresta, na porção centro sul do Cráton Amazônico. A associação litológica local é formada pelo granito Santa Helena e diques máficos e félsicos. O granito Santa Helena é constituído por duas fácies. A fácies 1 é representada por granodiorito a monzogranito e a fácies 2, por sienogranito. Os estudos petrográfico, de química mineral e de litogeoquímica evidenciaram que o granito é cálcio-alcálico, do tipo I, metaluminoso a levemente peraluminoso, oxidado, gerado em ambiente de arco vulcânico. Dados geocronológicos (U-Pb em zircão) revelaram idade paleoproterozóica para o granito Santa Helena: 2028 ± 17 Ma (fácies 1) e 2012 ± 11 Ma (fácies 2). A fácies 1 possui T_{DM} de 2.39 a 2.45 Ga e ϵ_{Nd} de -1.90 a -2.42, enquanto a fácies 2 possui T_{DM} entre 2.32 a 2.49 Ga e ϵ_{Nd} de -1.92 e -3.36. Diques de composição de andesitos basálticos cálcio-alcálicos fracionados cortam o granito, bem como dique de composição riolítica, afinidade cálcio-alcálica e caráter levemente peraluminoso. A mineralização de ouro se encontra alojada em uma fratura extensional de direção preferencial N25-30E/80-70NW. A área é caracterizada por intensa alteração hidrotermal, compreende nas alterações metassomática incipiente, microclínica, sericítica, propilítica e carbonática do granito, e alterações metassomática incipiente, clorítica, propilítica e carbonática do dique máfico. A mineralização de ouro ocorre em paragênese com pirita, calcopirita, magnetita, esfalerita e galena. A primeira geração de ouro é caracterizada por ouro incluso em pirita (Au/Ag ~2.0-14.3), associado com bismuto nativo, bismutinita, shimerita, cupravonita, mummeita e matilda. O ouro de segunda geração ocorre preenchendo fraturas na pirita (Au/Ag ~2.0-3.9), associa-se a bismutinita e hessita. Estudos de inclusões fluidas sugerem fluidos do sistema $H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$ de baixa salinidade (1.7-15 wt% NaCl eq.) e temperatura de homogeneização entre 212° e 409°C, associados à primeira geração de ouro. Fluidos do sistema $H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$ de salinidade moderada (16-22 wt% NaCl eq.) e baixa temperatura de homogeneização (126-278°C), e fluidos do sistema $H_2O-NaCl$ de baixa salinidade (1-16 wt% NaCl eq.) e baixa temperatura de homogeneização (112°-279°C) relacionam-se à segunda geração de ouro. Dados do geotermômetro da clorita e inclusões fluidas estimam pressões entre 1.2 a 1.9 kbar e temperaturas entre 256° a 350 °C. Os dados obtidos são coerentes com fonte do fluido magmática e mistura com água meteórica. O ouro foi provavelmente transportado como complexo bissulfetos. As fraturas serviram de canal para os fluidos hidrotermais. A diminuição da temperatura durante a acenção e neutralização da acidez durante a alteração sericítica e clorítica são interpretados como causador da precipitação do ouro.

Com base nas características petrográficas, litogeoquímicas, mineralógicas e dados de inclusões fluidas, se conclui que o depósito de ouro é geneticamente associado ao magmatismo paleoproterozóico cálcio-alcálico oxidado, sendo classificado como depósito do tipo *oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit* (OCAGG).

1. Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), também denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires, compreende a porção norte do estado do Mato Grosso, e configura uma área de aproximadamente 500 km, alongada na direção NW-SE, limitada a norte pelo gráben do Cachimbo (Fig. 1C), que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis e pela Chapada dos Dardanelos (Dardene & Schobbenhaus, 2001; Souza et al. 2005). A Província representa uma das principais regiões produtoras de ouro no Brasil, com início da atividade mineira na década de 80. Até os anos 90 obteve-se uma produção na ordem de 160 t Au (Paes de Barros, 2007).

Centenas de depósitos de ouro de pequeno a médio porte ocorrem na Província, os quais são agrupadas nos seguintes modelos metalogenéticos (Assis, 2015) : **(i)** *depósitos do tipo lode orogénico mesotermal*, hospedados em rochas pertencentes ao Complexo metamórfico Cuiú-Cuiú (e.g. depósito Paraíba; Paes de Barros, 1994; Santos et al., 2001; Teixeira, 2015); **(ii)** *depósitos epizonais*, disseminados e/ou em padrão *stockwork*, relacionados a rochas intrusivas félsicas ligeiramente reduzidas a oxidadas (e.g. depósito Santa Helena e Novo Mundo; Santos et al., 2001; Paes de Barros, 2007; Abreu, 2004; Bizotto, 2004); **(iii)** *Mineralizações do tipo ouro pórfiro*, disseminadas em granitos cálcio-alcálicos paleoproterozóicos (e.g. depósito Serrinha, Pé Quente e X1; Moura 1998; Moura et al., 2006; Assis, 2011; Trevisan, 2012; Trevisan, 2015); **(iv)** *Mineralizações epitermais*, de estilo disseminado, confinados a vênulas e veios maciços ou em padrão *stockwork*, ambos associados a sistemas plutônico-vulcânicos cálcio-alcálicos a alcálicos paleoproterozóicos (e.g. depósitos Pezão e Francisco; Assis, 2011; Trevisan, 2015). A maioria dos depósitos reconhecidos na PAAF estão concentradas ao longo de fraturas e/ou zonas de cisalhamento dúctil a rúptil-dúctil, geralmente de direções NW-SE (Miguel-Jr, 2011; Rambo, 2014; Bettencourt et al., 2015).

A associação marcante dos depósitos de ouro com granitos paleoproterozóicos cálcio-alcálicos e alcálicos oxidados na PAAF sugere que a colocação desses corpos ígneos foi essencial, como fonte termal, de fluidos e/ou metais para a formação dos

depósitos, a partir do desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais. Nesse contexto, o depósito Santa Helena é um exemplo no setor sudoeste da PAAF de mineralização de ouro em veios espacialmente associada a rochas graníticas cálcio-alcalinos paleoproterozóicas.

Neste artigo são apresentados dados geológicos do granito Santa Helena e dos diques máficos e félsicos no depósito, dados petrológicos, incluindo química mineral, litogeoquímica e dados isotópicos, de alteração hidrotermal e da mineralização, inclusive dados de inclusões fluidas. O trabalho pretendeu caracterizar o magmatismo, compreender o ambiente geológico, determinar a natureza e a origem dos fluidos hidrotermais e mineralizantes, e contribuir para a proposição de modelo metalogenético da mineralização de ouro.

2. Contexto Geológico Regional

A Província Aurífera Alta Floresta está inserida na porção centro sul do Cráton Amazônico (Fig. 1), entre as províncias geocronológicas-geotectônicas do Tapajós - Parima (2.03-1.88 Ga) e Rondônia – Juruena (1.82-1.54 Ga), no modelo de Santos et al. 2000; Vasquez et al. 2008b), ou entre as províncias geocronológicas Ventuari - Tapajós (1.95-1.8 Ga) e Rio Negro – Juruena (1.8-1.55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999). As unidades plutono-vulcânicas que compõem a PAAF são interpretadas com tendo sido geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton, formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico, com acúmulo de crosta juvenil que evoluiu por diferenciação, gerando magmas intermediários a félsicos. Segundo Souza et al. (2005), as unidades da província teriam sido geradas em distintos ciclos orogênicos, temporalmente organizados da seguinte forma: (i) Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2.1 - 1.95 Ga); (ii) Arco Magmático Juruena (1.85 - 1.75 Ga), e (iii) rochas metavulcano-sedimentares originadas em ambiente extensional e intrudidas por granitóides cálcio-alcalinos deformados. O embasamento é representado pelos complexos metamórficos Bacareí-Mogno e Cuiú-Cuiú, de idades entre 2.81 a 1.99 Ga. O Complexo Bacaeri-Mogno (2.24 Ga, Pimentel, 2001) é composto por anfíbolito, enderbita, formação ferrífera, quartizito (metachert), gnaiss, metagabro norito e metapiroxênito (Souza et al., 2005; Silva & Abram, 2008). O Complexo Cuiú-Cuiú (1992 ±7 Ma Souza et al., 2005) inclui biotita gnaisses graníticos

a tonalíticos, xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

As unidades plutono-vulcânicas da PAAF foram formadas a partir de sucessivos arcos magmáticos de idade paleoproterozóica entre 1.99 a 1.75 Ga, gerando rochas de afinidade cálcio-alcálicas oxidadas evoluídas e de médio a alto K. São ainda magnesianas a ferrosas, meta- a peraluminosas, originadas em ambiente de arco vulcânico a pós-colisional, típico de magmatismo granítico do tipo I, pertencente à série da magnetita (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2001; Santos, 2004; Souza et al., 2005; Santos et al., 2006; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015).

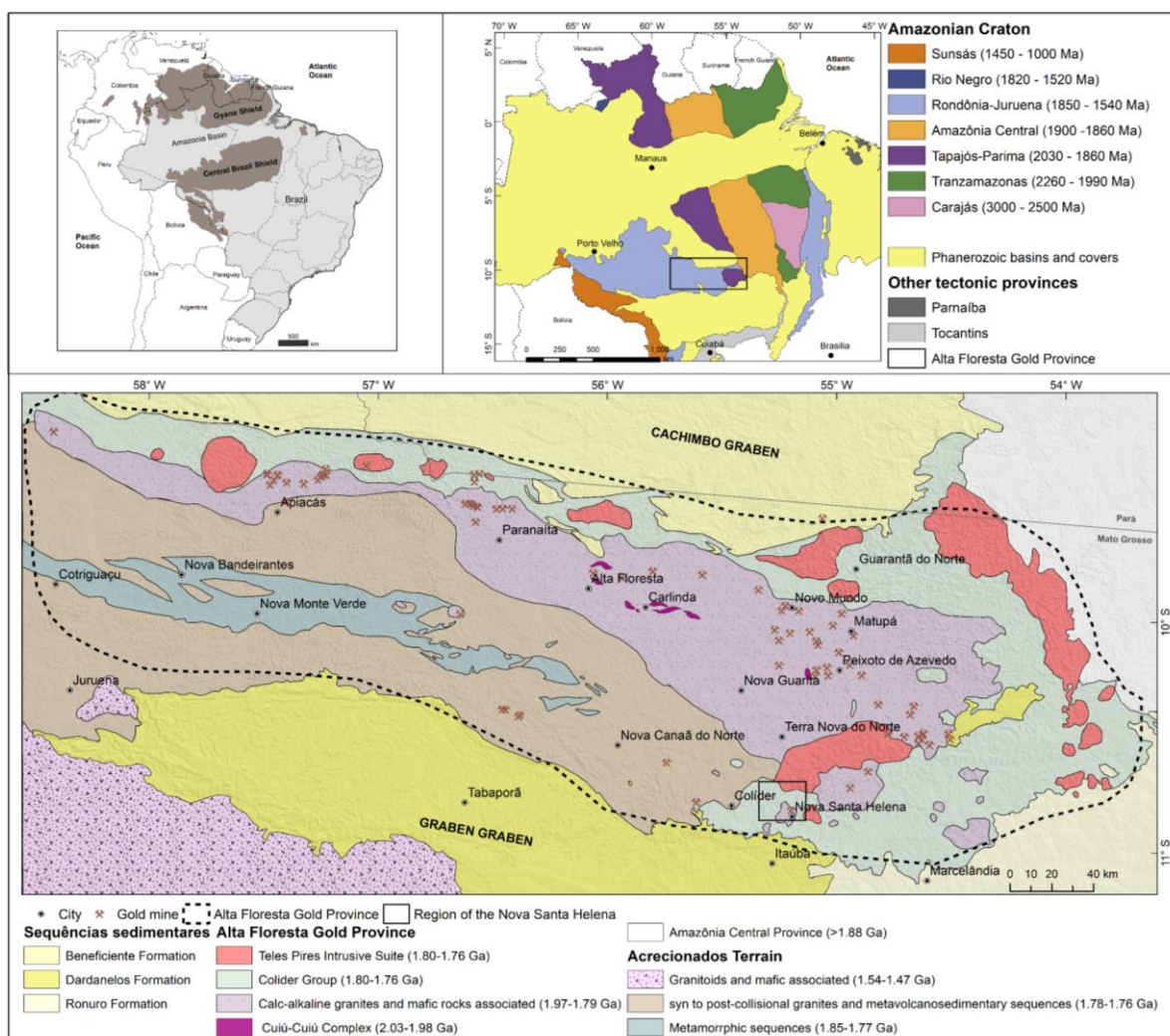


Fig. 1. Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico de acordo com Santos (2003) e Velasquez et al. (2008b). Mapa simplificado da Província Aurífera Alta Floresta, com os principais domínios geológicos e a localização dos depósitos de ouro (adaptado de Souza et al. 2005 e Vasquez & Rosa-Costa 2008).

Unidades plutono-vulcânicas pós-colisionais a anorogênicas de idades entre 1.78 a 1.76 Ga são intrusivas ou ocorrem na forma de extensos derrames félsicos, representadas pelas suítes Colíder e Suíte Intrusiva Teles Pires (Moreton & Martins, 2005; Souza et al. 2005; Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), recobertas por sequências de rochas sedimentares pertencentes à Formação Dardanelos (Saes & Leite, 2003; Souza et al. 2005).

Na região de Nova Santa Helena são identificados o granito cálcio-alcálico paleoproterozóico Santa Helena, granitos e vulcânicas pertencentes à Suíte Intrusiva Teles Pires; tufos e rochas sedimentares do Grupo Colíder da Formação Dardanelos (Fig. 2).

O granito Santa Helena é individualizado em duas fácies (Paes de Barros, 2007; Bettencout et al., 2015): granito Santa Helena Antigo (1986 ± 6 Ma), composto por monzogranitos e granodioritos; e o granito Santa Helena Jovem (1967 ± 3 Ma), representados por sienogranitos e monzogranito. Geoquimicamente, os granitos têm natureza cálcio-alcálica de alto K e são metaluminosos a peraluminosos.

O Grupo Colíder é formado por ignimbritos, tufos cineríticos, arenitos vulcanoclásticos e riolitos. Segundo Duarte (2015) representa um Domínio Vulcânico, resultante de um magmatismo de margem continental desenvolvido em ambiente acrescionário, sobre a margem continental ativa da Província Tapajós-Parima. Esse magmatismo é representado por rochas vulcânicas do Grupo Colíder e granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta, com idades de cristalização entre 1820 a 1780 Ma e T_{DM} entre 2.40 a 1.84 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,90 a +2,50, que se sobrepõem as idades do Arco Magmático Juruena. Esse vulcanismo varia, em termos composicionais, de intermediário a ácido e possui assinaturas geoquímicas cálcio-alcálicas de alto K a tipo-A. As idades de cristalização variam de 1820 ± 28 a 1757 ± 14 Ma (Pinho et al., 2001, 2003; Pimentel, 2001 in Moreton & Martins 2003; JICA/MMAJ 2000 in Lacerda Filho et al. 2004; Silva & Abram, 2008; Alves et al. 2010 e Bini et al., 2015).

A Suíte Intrusiva Teles Pires é constituída por uma série de corpos intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Colíder. A assinatura geoquímica desses granitos é compatível com magmas tipo-A e as idades variam de 1782 ± 17 a 1757 ± 16 Ma (Pinho et al., 2001; Santos 2000 in Moreton & Martins, 2003; Silva & Abram, 2008; Alves et al., 2010; Miguel Jr., 2011; Barros et al., 2013; Assis, 2015). A Formação

Dardanelos (Grupo Caiabis) é constituída por sequências de arenito e arenito arcoseano, com frequentes níveis conglomeráticos. As idades U-Pb em cristais de zircão detrítico entre 1987 ± 4 Ma a 1377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003) sugere uma idade máxima de 1.44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza et al., 2005).

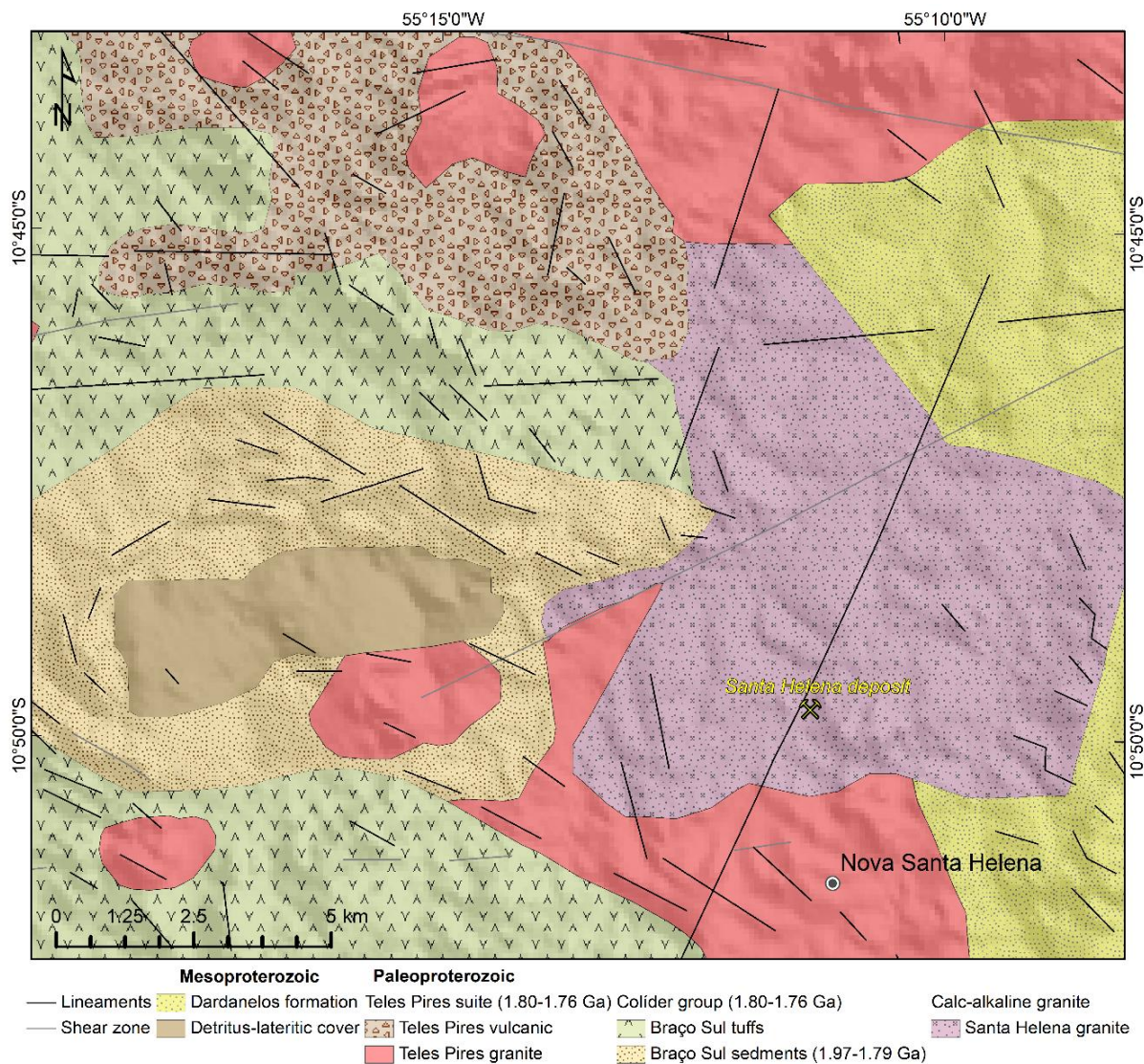


Fig. 2. Mapa Geológico da Região de Nova Santa Helena (Paes de Barros, 2007).

3. Metodologia

A pesquisa compreendeu inicialmente trabalho de campo, descrição de quatro furos de sondagem no campo e seleção de amostras para o aprofundamento do estudo geológico. Para o estudo petrográfico, foram confeccionadas sessenta lâminas polidas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB). O estudo enfatizou a caracterização petrográfica das rochas encaixantes e hospedeiras do depósito.

As análises químicas dos minerais foram realizadas na Microsonda Eletrônica de modelo JEOL JXA 8600 do Laboratório de Microsonda da UnB. Foram analisados os seguintes minerais: biotita, hornblenda, plagioclásio, clorita, muscovita, epidoto, titanita, ouro, sulfossais e teluretos, de 30 amostras consideradas representativas dos diferentes tipos de rocha estudados e do minério. As análises pontuais em WDS (Dispersão por comprimento de onda) em minerais silicáticos foram feitas operando com 15 Kv e 15 nA e abertura do feixe variando de 1 a 7 µm, e de minerais não silicáticos 20 Kv e 20 nA. Os padrões foram padrões internacionais rotineiramente utilizados no laboratório.

Quatorze amostras foram preparadas para análise litogeoquímica. As amostras foram pulverizadas na panela de carbeto de tungstênio (vídea). Posteriormente foram encaminhadas para o Laboratório ALS Global. Os elementos maiores e metais básicos foram analisados seguindo metodologias relacionadas à ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma- Emission Spectrometry*). Os elementos traços foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry*).

A idade de cristalização do granito Santa Helena foi determinada por análise U-Pb em cristais de zircão. Foram analisada duas amostras, representativas de cada fácies do granito: SED16-120.40 e SED18-42.00. Os cristais de zircão foram separados utilizando métodos convencionais e, após a separação, foram montados em *mount* com resina *epoxy* no Laboratório de Geocronologia da UnB. A análise U-Pb em zircão foi realizada utilizando um Multicollector LA-ICP-MS Thermo-Finnigan Neptune acoplado a um laser New Wave de 213 nm. Os procedimentos analíticos e os métodos utilizados na redução de dados adotados são os de Buhn et al. (2009), a partir de Stern (1998) e Williams (1998). Os dados foram utilizados para calcular as idades e produzir diagramas Concordia com o software Isoplot (Ludwig, 2008).

Foram selecionadas cinco amostras representativas do granito Santa Helena, três de diques e duas de rochas hidrotermalmente alteradas para análise isotópica de Nd. As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas utilizando um TIMS Triton Plus. O ϵ_{Nd} no momento da cristalização foi calculado com as idades U-Pb obtidas para o Granito.

Os estudos petrográficos de inclusões fluidas foram realizados no Laboratório de Microscopia da UnB. Os dados microtermométricos foram obtidos em platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio Olympus BX-50 do laboratório de

Inclusões Fluidas da UnB. O equipamento foi calibrado com padrões sintéticos fornecidos pela Synflinc. A precisão dos dados obtidos é estimada em $\pm 0,1$ °C para os ensaios de congelamento e ± 2 ° C para temperaturas próximas ou superiores a 360 °C. Foram utilizadas cinco lâminas bipolidas de rochas mineralizadas.

4. Geologia do Depósito de Ouro Santa Helena

O depósito de ouro Santa Helena está localizado a cerca de 3.5 km a norte da cidade de Nova Santa Helena e ocupa uma área de aproximadamente 7 ha. A cava apresenta cerca de 120 m de comprimento e 50 m de largura (Fig. 3 A). Os trabalhos no depósito se iniciaram em 1991 pela CCO Mineração Ltda., que definiram o corpo de minério com 7.5 metros de espessura, teor médio de 3.57 g/t e uma reserva medida de 3 t de ouro. Em 2000, a empresa RTDM definiu dois tipos de reserva: *i*) uma reserva de 0,52 Mt e 1,8 t de ouro, com teor médio de 3,5 g/t e espessura média de 3.08 m, restrita à porção central; e *ii*) e uma reserva de 1.08 Mt e 2.7 t. de ouro, com base em um corpo com espessura média de 6.42 m e teor médio de 2.51 g/t (Paes de Barros, 2007).

A mineralização de ouro ocorre em uma zona mineralizada, alojada em uma fratura de direção N25-30E/80-70NW (Fig. 3 B-D), provavelmente vinculada aos sistemas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, de direção W-NW, disposta segundo zonas de descontinuidade estrutural, que delimitam a borda norte do gráben dos Caiabis (Silva & Abram, 2008; Paes de Barros, 2007). Na área do depósito, são identificados dois grupos litológicos: (1) granito Santa Helena; (2) diques máficos e félsico. Os diques intrudem o granito e ocorrem como corpos sub-verticais, subparalelos à direção da fratura que aloja o veio mineralizado (Fig. 4).



Fig. 3. A. Foto da cava garimpeira do depósito Santa Helena. B-D. Fotos mostrando a zona mineralizada principal (tracejado branco).

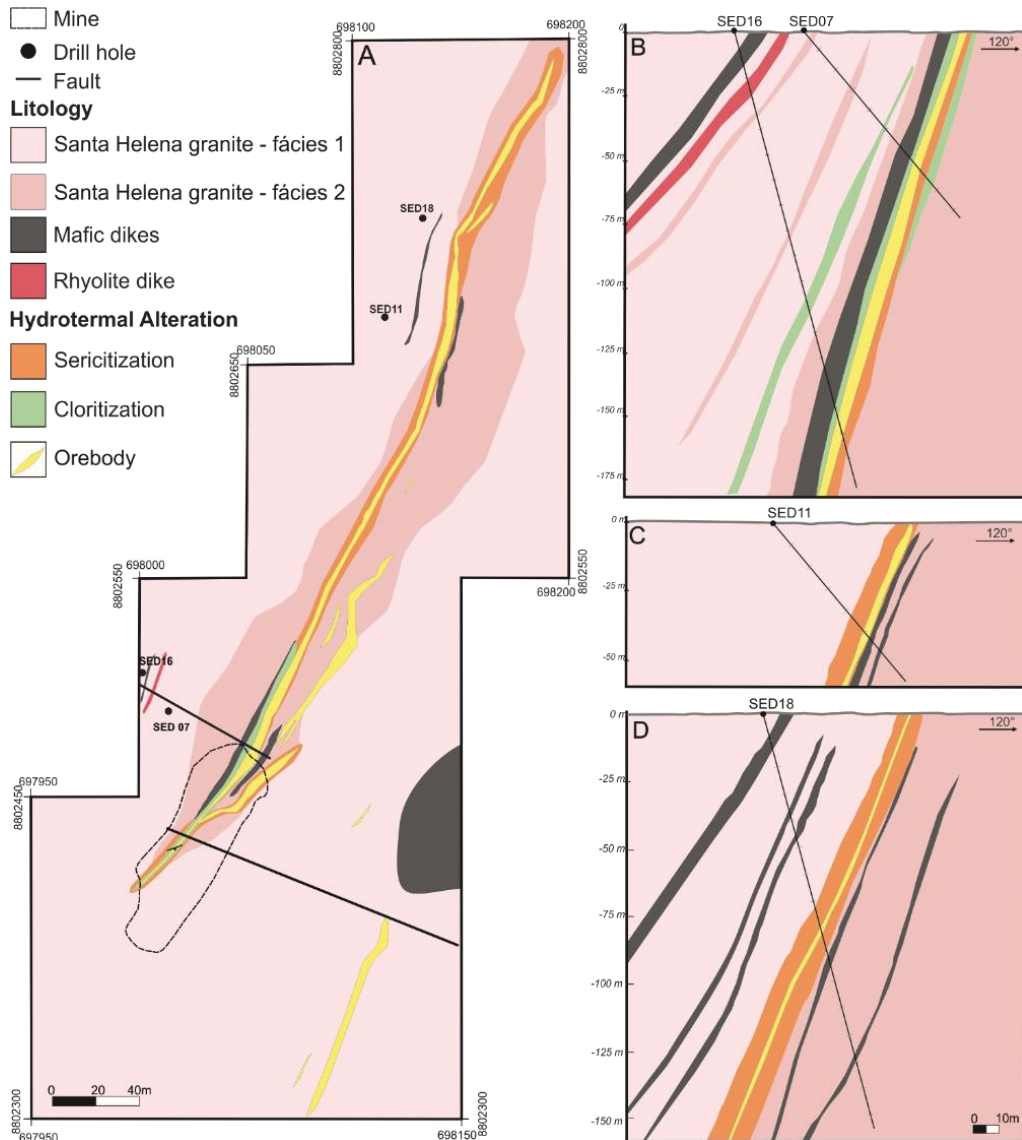


Fig. 4. A. Mapa do Depósito de Santa Helena, modificado (Paes de Barros, 2007). B-D. Seção mostrando os furos amostrados e principais variedades litológicas.

4.1. Petrografia e química mineral do granito Santa Helena e diques associados.

4.1.1. Granito Santa Helena

O granito Santa Helena foi dividido em duas fácies, denominadas fácies 1 e fácies 2. A *fácies 1* é cinza a rosa, leucocrática, com textura equigranular a porfírica e granulação média a grossa, com deformação incipiente (Fig. 5 A). Classifica-se como monzogranito a granodiorito com base na composição modal, a assembleia mineral essencial é formada por plagioclásio (25 - 35%), quartzo (20 - 35%), microclínio (10 - 25%) e biotita (5 - 10%). Os minerais acessórios são magnetita, allanita, apatita, zircão, titanita e monazita. Os minerais secundários compreendem clorita, titanita, epidoto, muscovita, carbonato e actinolita. Os cristais de plagioclásio

são subédricos (0.3 a 1.5 mm), com geminação albita, por vezes, arqueadas devido à deformação, enquanto alguns cristais são fortemente alterados para epidoto e sericita (Fig. 5 B). O quartzo (0.2 a 0.6 mm) é anédrico e apresenta extinção ondulante. Os cristais de microclínio, subédricos (0.3 a 1.0 mm), apresentam geminação em grade e intercrescimento pertítico (Fig. 5 C). A biotita é subédrica (0.2 a 1.0 mm), com pleocroísmo variando de verde a castanho e se encontra parcialmente a totalmente cloritizada (Fig. 5 D).

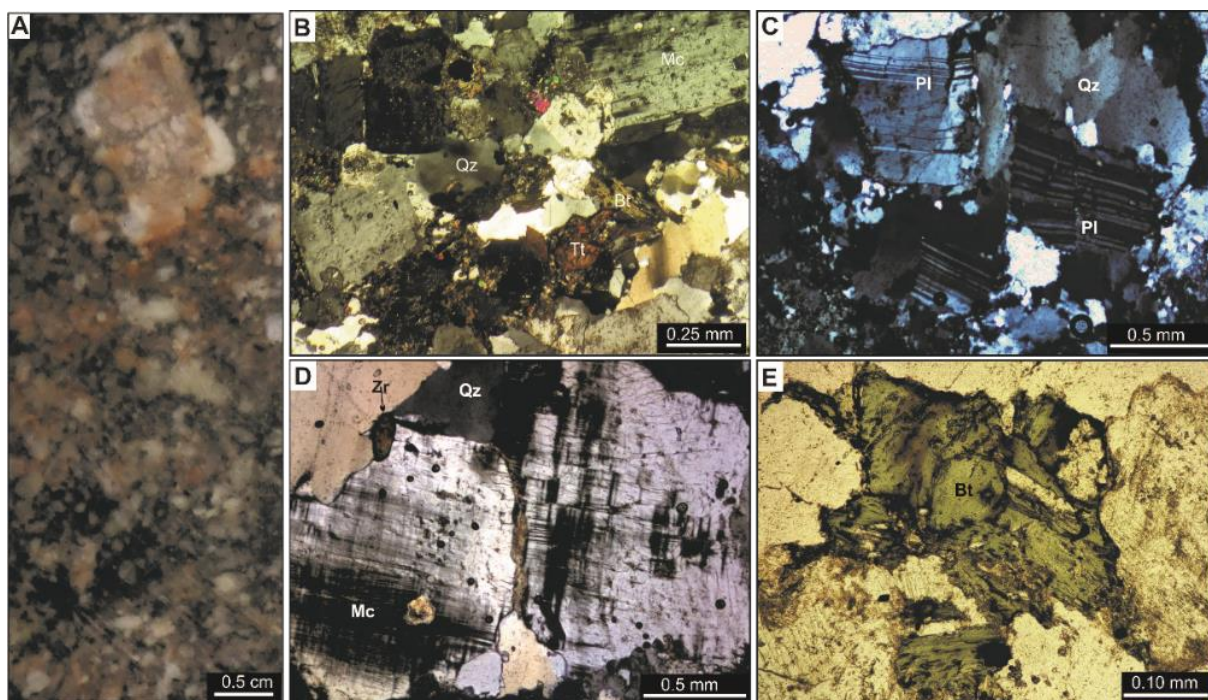


Fig. 5. (A). Aspecto mesoscópico da fácies 1 do Granito Santa Helena. (B, C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, e associação entre quartzo + plagioclásio + microclínio + biotita + titanita. (D). Detalhe de microclínio subédrico. (E). Detalhe de biotita subédrica cloritizada.

As rochas da *fácies 2* são hololeucocráticas a leucocráticas, de cor rosa a vermelha, equigranulares, de granulação média a fina (Fig. 6 A). Apresentam composição modal sienogranítica e monzogranítica. São constituídas por 25 a 40% de microclínio, 25 a 35 % de quartzo, 20 a 30% de plagioclásio e 1 a 8% de biotita. Allanita, titanita, magnetita e zircão representam os minerais acessórios. Clorita, muscovita, epidoto, rutilo e carbonato correspondem às fases secundárias. Os cristais de microclínio são subédricos (0.4 a 1.0 mm), com geminação em grade, micropertíticos e com inclusões de quartzo. Os cristais de quartzo são anédricos (0.2 a 0.8 mm), com extinção ondulante. O plagioclásio é subédrico (0.6 a 1.5 mm), com geminação albita, por vezes deformada, com alguns cristais fraturados (Fig. 6 B-C). A biotita ocorre como cristais subédricos (0.3 a 1.0 mm) intensamente cloritizados (Fig. 6 E).

Os cristais de plagioclásio na fácies 1 têm composição variando de oligoclásio ($An_{14.2}-An_{28.7}$) a albita ($An_{1.0}-An_{5.7}$), enquanto na fácies 2 o plagioclásio apresenta composição de albita ($An_{0.8}-An_{8.6}$).

Devido aos cristais de biotita da fácies 2 do granito estarem intensamente cloritizados, serão apresentados dados de química mineral somente da fácies 1. O mineral tem composição homogênea e a fórmula estrutural representativa das análises obtidas é $K_{1.75}Na_{0.06}(Fe_{2.47}Mg_{2.71}Al_{0.30}Ti_{0.28}Mn_{0.06})Si_{5.67}Al_{2.33}O_{22}(OH,F)_4$. As amostras situam-se no campo da maioria das biotitas naturais, com composição intermediária entre annita e flogopita (Fig. 7 A; Deer et al. 1992). Nos diagramas ($FeO+MnO - 10*TiO_2-MgO$) e Mg versus Al (Nachit, 1986) e $FeO-MgO-Al_2O_3$, (Abdel-Rahman, 1994), as análises de biotita do granito situam-se no campo de granitos cálcio-alcálicos (Fig. 7 C-D).

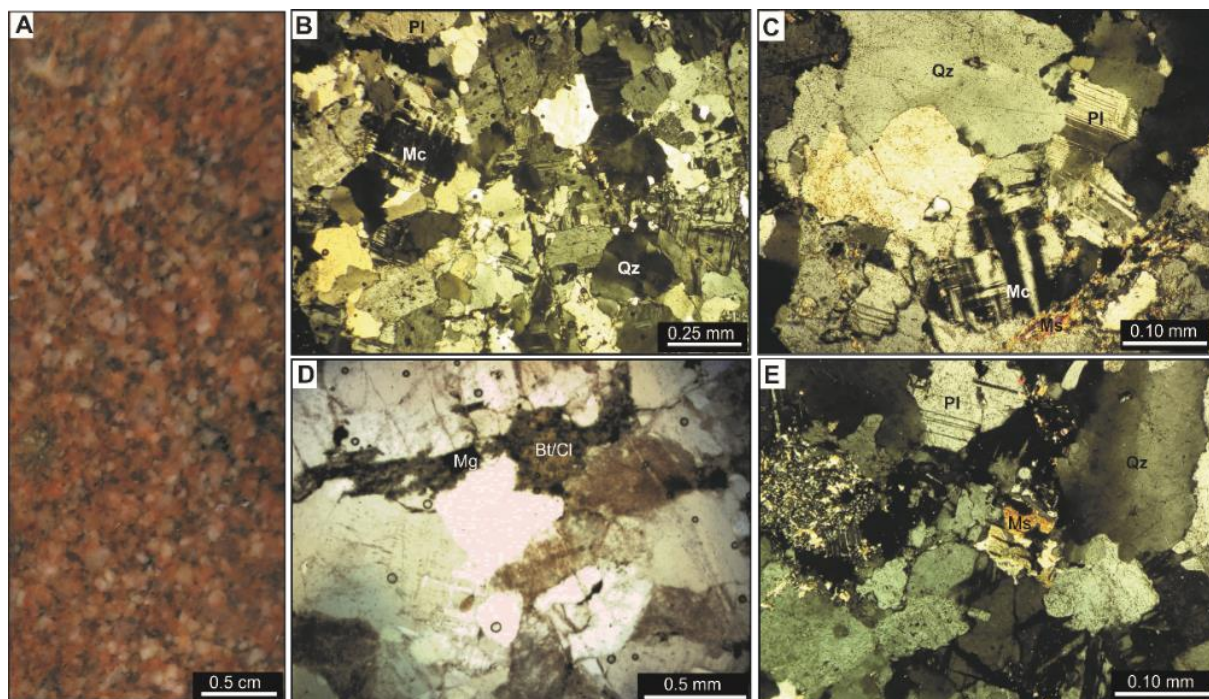


Fig. 6. (A). Aspecto mesoscópico da fácies 2 do Granito Santa Helena. (B, C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra. (D). Associação de biotita (cloritizada) e magnetita. (E). Associação entre quartzo + plagioclásio + microclínio, e muscovita secundária.

A titanita no granito de fácies 1 (titanita 1) corresponde de 0.5 a 1.5% da rocha, no granito de fácies 2 (titanita 2) a sua ocorrência é mais restrita. A titanita 1 apresenta teores médios de 29.6% de SiO_2 , 37.6% de TiO_2 , 1.20% de Al_2O_3 , 0.18% de F, 0.99% de Nb_2O_5 e 1.5% de $La_2O_3+Ce_2O_3$. A titanita 2 possui teor médio de 30.1% SiO_2 , 36.8% de TiO_2 , 1.34% de Al_2O_3 , 0.24% de F, 2.06% de Nb_2O_5 e 0.7% de $La_2O_3+Ce_2O_3$ (Tabela1). Os cristais de titanita possuem teores moderados a baixos de Al_2O_3 , em torno de 1.25%, que são típicos de titanita magmática. Os dados demonstram que

todas as titanitas são caracterizadas por teores relativamente baixas de Al (0.03-0.08 apfu), Fe elevado (0.02-0.06 apfu) e relações Al / Fe relativamente baixas (0.4-3.39), características de titanita magmática de rochas ígneas (Aleinikoff et al., 2002; Fig 7 E). Quimicamente a titanita 2 distingue-se da titanita 1 pelo leve enriquecimento em Si, Al, Mn, F, Nb e empobrecimento em Ti, La e Ce (Fig. 7 F).

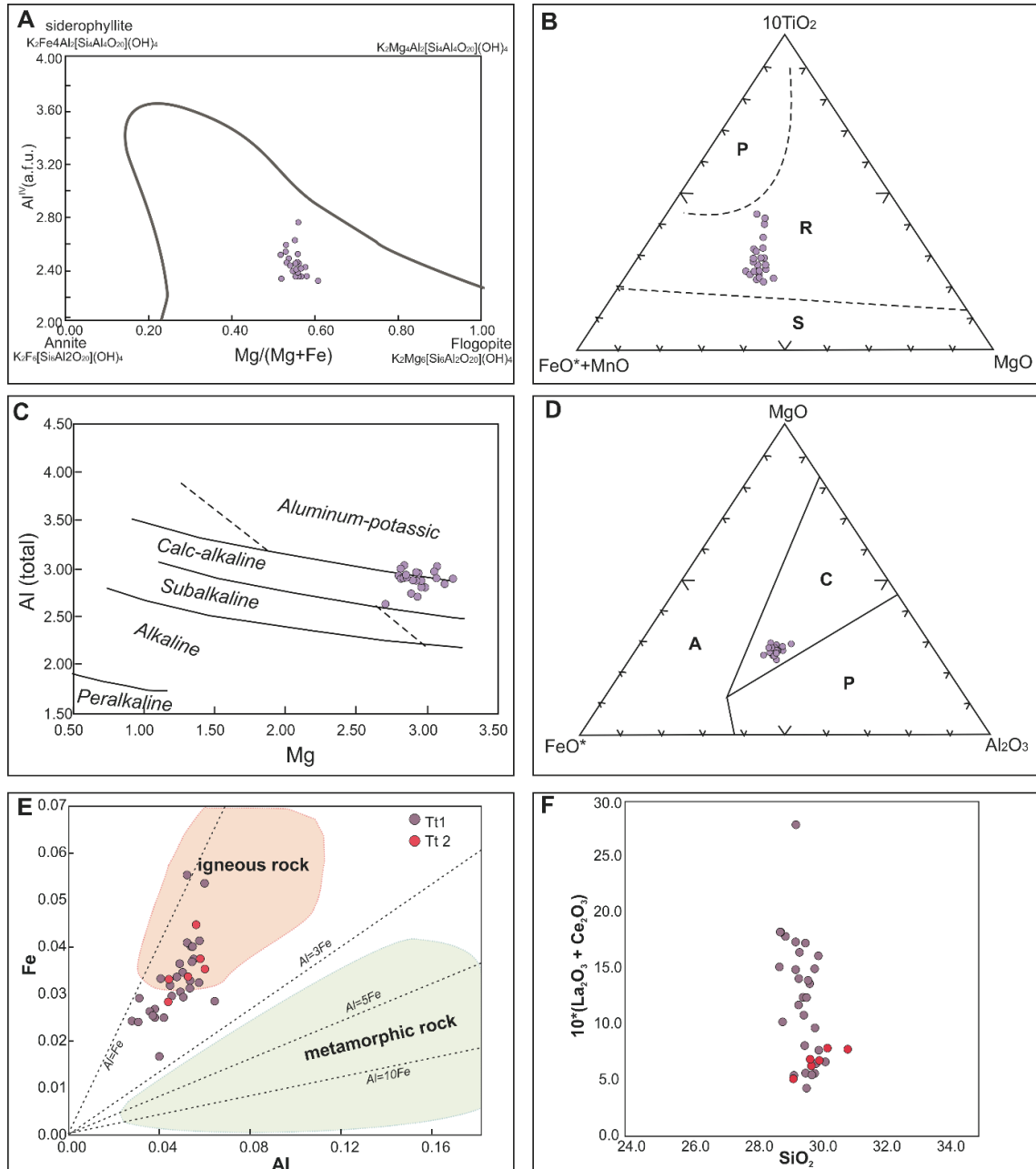


Fig. 7. (A) Composição da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no digrama Mg/(Mg+Fe) versus Al^{IV} de Deer *et al.* (1992). (B) Diagrama para biotita de diferentes tipos de rochas (Nachit, 1986): (P) campo de biotita primária; (R) domínio de biotita primária reequilibrada e (S) domínio de biotita secundária. (C) Posicionamento da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no diagrama de Nachit (1986), que distingue diferentes famílias de rochas graníticas. (D) Análises da biotita da fácies 1 do Granito Santa Helena no diagrama discriminante de Abdel-Rahman (1994) de magmas alcalinos (A), peralcalinos (P) e cálcio-alcalinos (C). (E). Diagrama Fe versus Al, mostrando origem magmática das titanitas (Aleinikoff et al., 2002, em Jiang et al., 2016). (F). Diagrama $10^*(La_2O_3 + Ce_2O_3)$ versus SiO_2 .

Tabela 1. Análises representativas de minerais do dique máfico e félsico. GSH: granito Santa Helena.

Rocha	GSH 1			GSH 2		Dique Máfico					Dique félsico	
	Oligoclásio	Biotita	Titanita 1	Albita	Titanita 2	Oligoclásio	Andesina	Augita	Magnésio-Horblenda	Tschermakita	Andesina	Biotita
SiO ₂	61.4	37.4	29.8	67.7	29.9	60.8	56.7	56.0	52.7	41.2	53.6	32.8
TiO ₂	0.0	1.3	37.9	0.0	36.4	0.0	0.0	0.0	0.1	2.7	0.1	1.4
Al ₂ O ₃	23.5	16.2	1.0	19.4	1.5	23.7	27.0	0.6	4.0	12.5	25.8	14.6
FeO(t)	0.2	18.1	1.3	0.0	1.8	0.1	0.4	8.8	12.0	14.0	0.2	14.9
CaO	5.3	0.0	26.9	0.4	27.9	4.4	8.7	12.8	12.3	11.1	8.0	0.0
Na ₂ O	9.2	0.1	0.0	11.0	0.0	8.7	6.6	0.1	0.6	2.0	6.7	0.1
K ₂ O	0.1	9.0	0.0	0.5	0.0	0.7	0.1	0.0	0.1	0.7	0.2	8.4
BaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4
MgO	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.6	15.9	13.7	0.0	11.3
MnO	0.0	12.9	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.4	0.2	0.3	0.0	0.1
La ₂ O ₃	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ce ₂ O ₃	0.0	0.0	1.2	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Gd ₂ O ₃	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Y ₂ O ₃	0.0	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Nb ₂ O ₅	0.0	0.0	0.7	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.7	95.8	99.5	99.0	99.4	98.7	99.7	97.2	98.0	98.1	94.7	84.6

4.1.2. Diques

Distinguem-se dois tipos de diques intrusivos no granito Santa Helena: dique máfico e dique félsico. O predominante é o dique máfico, que ocorre como corpos sub-verticais, irregulares, alongados, subparalelos a zona mineralizada. São rochas de cor verde a cinza escura, de textura equigranular a porfírica, localmente com fenocristais de plagioclásio (Fig. 8 A). Classificado como andesito, é constituído essencialmente por 45% de plagioclásio, 35% de anfibólio, 10% de quartzo, 5% de piroxênio e 2% de magnetita. Os minerais secundários compreendem clória, epidoto e actinolita.

Os cristais de plagioclásio são subédricos e têm composição de oligoclásio a andesina (An₁₄ a An₄₂). Os cristais de piroxênio são subédricos, têm composição de augita e fórmula estrutural média (Mg_{0.37}Ca_{0.51}Na_{0.03}Fe³⁺_{0.46}Al_{0.16}) (Si_{1.99}Al_{0.01})O₆ (Tabela 1; Fig. 8 D). Os cristais de anfibólio são subédricos (0.2 a 1.2 mm), com pleocroísmo de verde a verde escuro (Fig. 8 C). São classificados como magnésio-horblenda. A fórmula estrutural média é (Na_{0.11}K_{0.03})_{0.14}Ca_{1.93}(Mg_{3.29}Fe³⁺_{0.39}Fe²⁺_{1.15}Mn_{0.02}Ti_{0.01}Al_{0.10})_{4.96}(Si_{7.38}Al_{0.62})₈O₂₂(OH)₂.

De ocorrência restrita, o dique andesítico apresenta textura granular hipidiomórfica fina a média e cor verde escura (Fig. 8 E). É formado por matriz vítrea (60%), anfibólio (20%), plagioclásio (10%) piroxênio (7%) e quartzo (3%). Os cristais de anfibólio são subédricos, com pleocroísmo de marrom a verde, classificados como tschermakita e têm fórmula estrutural média (Na_{0.56}K_{0.12})_{0.58}Ca_{1.71}(Mg_{3.13}Fe³⁺_{0.84}Fe²⁺_{1.61}Ti_{0.29}Al_{0.10})_{4.97}(Si_{6.10}Al_{1.90})₈O₂₂(OH)₂. Clória, epidoto e sericita constituem os minerais secundários.

O dique félsico apresenta cor marrom, textura equigranular a porfiritica, com granulação variando de fina a média (Fig. 8 F-G). Classificado como riolito com base na composição modal, é constituído por 40% de plagioclásio, 30% de biotita, 20% de quartzo, 5% de feldspato potássico. Magnetita e pirita ocorrem como minerais opacos. A clorita, epidoto e sericita constituem os minerais secundários. O plagioclásio possui composição de andesina ($An_{53}-An_{68}$). Os cristais de biotita são subédricos (Fig. 2.8 H) e possuem composição entre annita e flogopita e fórmula estrutural média $K_{1.84}Na_{0.03}(Fe_{2.14}Mg_{2.92}Al_{0.52}Ti_{0.19}Mn_{0.03})_{5.8}(Si_{5.59}Al_{2.41})_8O_{20}(OH,F)_4$.

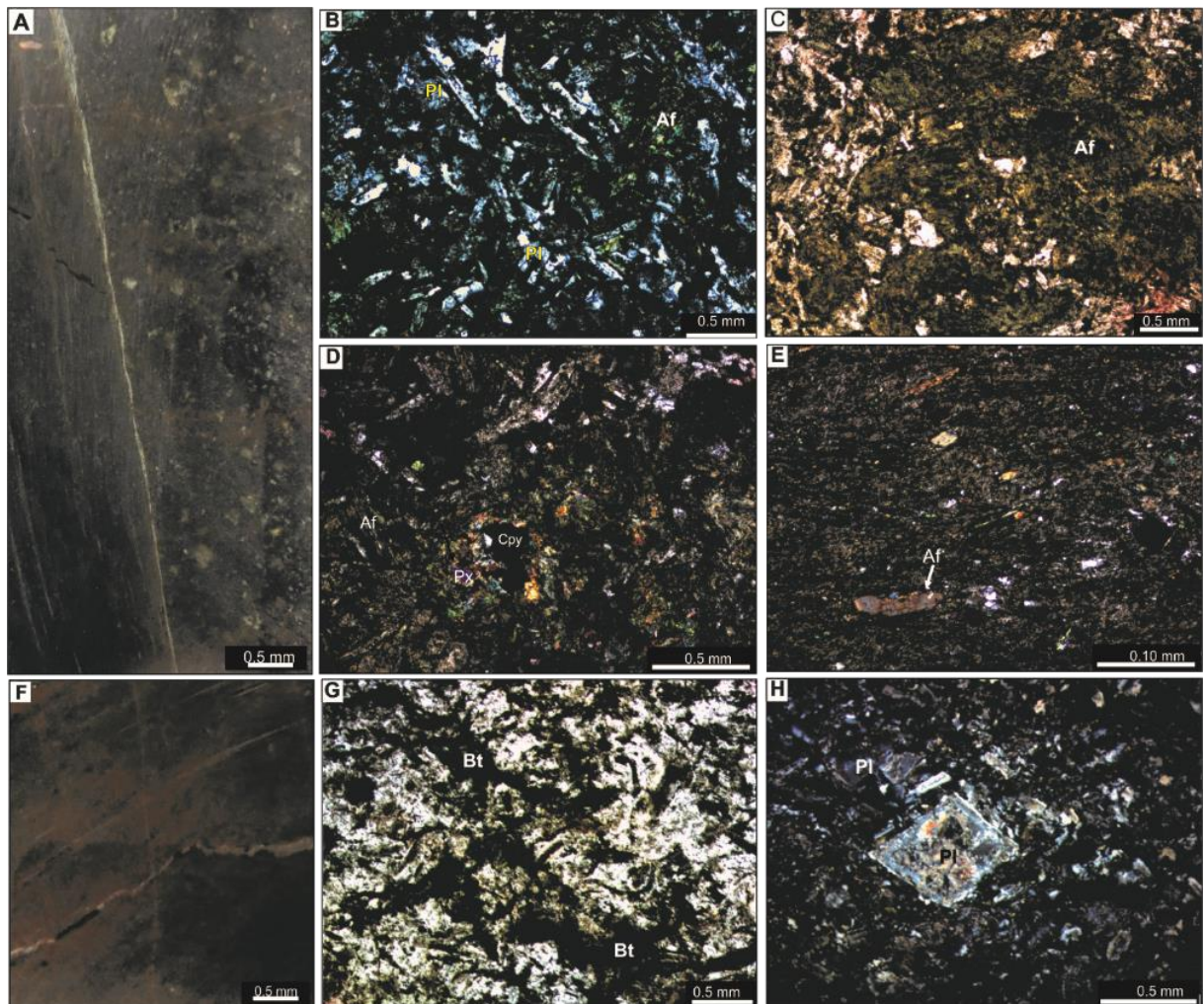


Fig. 8. (A). Aspecto mesoscópico do dique andesítico. (B). Detalhe de cristal de hornblenda anédrico. (C). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, e associação entre plagioclásio + hornblenda + augita + opacos. (D). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra. Em destaque, cristal de tschermakita. (E) Aspecto mesoscópico do dique riolítico. (F) Aspecto mesoscópico do dique riolítico. (G). Fotomicrografias mostrando a textura principal da amostra, cristais de biotita anédricos. (H). Associação entre plagioclásio + biotita + quartzo na matriz e fenocristal de plagioclásio.

4.2. Litogeoquímica

O estudo litogeoquímico das rochas do depósito Santa Helena foi feito com base em análises geoquímicas de elementos maiores e traços de 14 amostras, representativas do granito preservado e alterado, e dos diques. Os dados encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2. Análises geoquímicas do granito e dique do depósito Santa Helena.

	Santa Helena granite									Dike			Hydrothermal alteration		
	Fácies 1						Fácies 2			Felsico	Mafic		Sericitic	Chloritic	Propilitic
	EDU04	SED16 - 115,60	SED18 -42,00	SED07 -72,80	SED11 -38,60	SED16- 120,40	SED16 -36,45	SED16 -83,55	SED16 -24,28	SED16 - 137,00	SED18 -39,00	EDU01	EDU03	SED16- 110,20	
SiO ₂	66.70	69.00	65.30	65.10	67.70	72.00	75.70	76.50	69.90	51.70	53.80	75.20	54.40	50.30	
Al ₂ O ₃	15.30	14.80	15.35	14.95	14.60	14.10	13.00	12.90	14.35	15.90	15.55	12.30	14.30	15.10	
Fe ₂ O ₃	3.83	3.47	3.85	3.65	2.04	1.94	0.88	0.93	2.82	9.12	8.41	3.42	8.65	11.20	
CaO	2.11	2.71	3.30	3.95	1.53	1.67	0.80	0.82	2.00	6.66	6.29	0.32	2.32	4.52	
MgO	1.48	1.61	1.48	1.34	1.30	0.76	0.21	0.14	1.37	5.45	4.47	0.77	9.36	7.18	
Na ₂ O	3.92	4.15	4.13	3.25	3.40	4.20	3.81	3.71	3.54	3.70	3.09	1.96	0.21	2.81	
K ₂ O	4.00	2.97	3.13	4.18	5.49	4.42	5.32	5.10	3.77	2.26	1.85	5.09	3.04	1.13	
Cr ₂ O ₃	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.06	0.05	
TiO ₂	0.48	0.39	0.45	0.46	0.27	0.24	0.08	0.09	0.30	0.98	1.02	0.38	0.69	1.53	
MnO	0.08	0.07	0.07	0.15	0.04	0.06	0.02	0.02	0.06	0.15	0.16	0.03	0.19	0.18	
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.15	0.15	0.10	0.07	0.01	0.01	0.13	0.30	0.23	0.11	0.25	0.82	
SrO	0.06	0.06	0.07	0.04	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.10	0.07	0.01	0.01	0.06	
BaO	0.15	0.11	0.11	0.11	0.18	0.14	0.07	0.05	0.08	0.11	0.06	0.12	0.04	0.09	
LOI	2.24	1.45	1.88	1.88	2.56	1.11	1.05	0.73	1.42	2.19	3.13	2.04	6.79	4.10	
Total	100.50	100.92	99.28	99.21	99.23	100.77	100.98	101.03	99.78	98.64	98.15	101.76	100.31	99.07	
C	0.14	0.09	0.15	0.15	0.31	0.09	0.16	0.08	0.11	0.05	0.31	0.05	0.47	0.01	
S	0.01	0.01	0.02	0.04	0.06	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.18	0.01	1.37	0.01	0.16	
Ba	1330.0	913.0	951.0	941.0	1545.0	1200.0	644.0	406.0	656.0	972.0	533.0	1005.0	366.0	812.0	
Ce	69.80	59.80	63.40	61.70	114.00	72.50	26.90	28.00	50.60	57.80	54.40	68.10	33.50	115.00	
Cr	30.00	70.00	50.00	30.00	30.00	50.00	50.00	30.00	70.00	130.00	150.00	70.00	430.00	400.00	
Cs	0.61	0.63	0.49	0.27	0.52	0.18	0.19	0.31	1.85	0.47	1.22	0.75	1.17	0.51	
Dy	2.97	2.28	2.53	2.67	1.97	1.58	1.08	2.04	2.65	3.60	4.34	1.75	2.34	4.77	
Er	1.57	1.31	1.28	1.42	1.18	0.85	0.77	1.22	1.47	2.10	2.38	1.00	1.35	2.32	
Eu	0.94	0.90	0.98	0.67	0.84	0.75	0.29	0.48	0.83	1.41	1.43	0.57	0.82	2.08	
Ga	18.10	19.10	19.40	16.70	14.90	15.10	12.20	13.00	18.90	19.80	20.50	13.10	20.00	19.60	
Gd	3.58	2.94	3.14	3.26	2.93	2.24	1.20	1.97	3.10	4.72	5.02	2.18	2.36	6.62	
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Hf	4.80	3.90	4.10	4.50	4.80	4.40	3.50	2.20	3.70	3.80	4.00	4.20	2.60	6.10	
Ho	0.53	0.43	0.47	0.50	0.34	0.29	0.21	0.38	0.47	0.71	0.83	0.33	0.48	0.91	
La	32.40	30.50	32.00	31.50	59.10	40.20	13.90	14.20	25.00	27.00	26.00	35.50	15.70	56.70	
Lu	0.26	0.20	0.23	0.21	0.18	0.16	0.15	0.17	0.19	0.26	0.32	0.17	0.18	0.26	
Nb	12.60	9.30	14.70	11.40	7.70	6.50	7.40	9.20	11.80	8.20	9.30	9.90	3.90	15.40	
Nd	31.30	22.90	25.30	25.40	39.90	24.50	9.80	11.20	21.00	29.30	26.90	25.50	17.40	54.60	
Pr	8.05	6.26	6.81	6.77	11.55	7.18	2.81	3.06	5.60	6.94	6.40	7.10	4.05	13.20	
Rb	112.00	86.40	77.10	82.40	101.00	84.10	84.80	103.00	126.50	80.10	82.10	127.00	105.50	45.80	
Sm	5.02	3.67	3.99	4.00	5.07	3.34	1.82	2.33	3.78	5.26	5.17	3.52	2.85	9.01	
Sn	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	<1	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	
Sr	476.00	455.00	547.00	270.00	158.00	378.00	111.00	186.50	240.00	794.00	494.00	84.40	43.60	436.00	
Ta	1.60	0.70	1.60	1.60	1.30	0.60	0.70	1.40	1.30	0.60	0.80	1.20	0.30	0.70	
Tb	0.51	0.42	0.45	0.45	0.35	0.27	0.20	0.35	0.46	0.69	0.73	0.30	0.37	0.86	
Th	9.91	12.85	14.20	11.00	17.05	34.00	22.30	25.60	11.20	3.91	5.09	11.65	1.79	3.75	
Tm	0.24	0.20	0.21	0.19	0.16	0.12	0.12	0.15	0.22	0.28	0.34	0.16	0.19	0.31	
U	2.59	3.47	7.61	2.84	4.38	9.00	7.71	10.10	6.08	1.16	1.23	3.54	0.74	0.57	
V	75.00	67.00	74.00	69.00	41.00	41.00	14.00	14.00	45.00	217.00	189.00	55.00	183.00	193.00	
Y	15.70	12.60	14.10	13.60	10.50	8.30	7.10	11.10	14.90	19.00	22.20	8.60	11.50	23.10	
Yb	1.59	1.28	1.58	1.33	1.14	0.94	0.93	1.11	1.37	1.89	2.19	1.02	1.27	1.91	
Zr	180.00	131.00	149.00	159.00	180.00	155.00	102.00	63.00	134.00	146.00	159.00	146.00	97.00	267.00	
As	0.40	0.40	0.40	0.30	0.30	0.50	0.50	0.60	0.10	0.40	0.10	0.60	0.20	0.60	
Bi	0.07	0.01	0.06	0.34	0.25	0.03	0.03	0.02	0.09	0.01	0.92	2.70	0.06	0.01	
Hg	0.03	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.01	0.08	<0.005	<0.005	
In	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	
Re	0.00	<0.001	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Sb	0.11	0.10	0.08	0.17	<0.05	0.14	0.09	0.11	<0.05	0.20	0.08	<0.05	<0.05	0.13	
Se	0.40	0.30	0.40	0.30	0.20	<0.2	<0.2	0.20	0.20	0.20	0.30	0.40	<0.2	0.40	
Te	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.67	1.25	<0.01	0.01	

	Santa Helena granite								Dike			Hydrothermal alteration		
	Fácies 1				Fácies 2				Félsico	Máfico		Sericitic	Cloritic	Propilitic
	EDU04	SED16-115,60	SED18-42,00	SED07-72,80	SED11-38,60	SED16-120,40	SED16-36,45	SED16-83,55	SED16-24,28	SED16-137,00	SED18-39,00	EDU01	EDU03	SED16-110,20
Tl	0.12	0.14	0.18	0.15	0.15	<0.02	0.02	0.02	0.08	0.06	0.22	0.09	0.04	0.03
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.30	0.60	<0.5	<0.5	<0.5	0.80	<0.5	<0.5
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cu	21.00	14.00	36.00	96.00	24.00	9.00	12.00	9.00	21.00	62.00	73.00	504.00	8.00	64.00
Li	10.00	10.00	10.00	<10	10.00	<10	<10	<10	10.00	10.00	20.00	10.00	70.00	40.00
Mo	1.00	<1	1.00	<1	2.00	<1	<1	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	<1	1.00
Ni	9.00	16.00	11.00	8.00	3.00	9.00	3.00	2.00	34.00	44.00	36.00	6.00	105.00	150.00
Pb	19.00	17.00	22.00	13.00	11.00	26.00	12.00	24.00	18.00	13.00	11.00	8.00	2.00	9.00
Sc	7.00	9.00	8.00	7.00	2.00	3.00	1.00	1.00	6.00	22.00	18.00	6.00	24.00	22.00
Zn	98.00	103.00	136.00	58.00	67.00	65.00	42.00	55.00	60.00	132.00	106.00	20.00	222.00	196.00
Au				0.05						0.01		0.09	<0.01	0.05

4.2.1. Geoquímica do Granito Santa Helena

O granito Santa Helena apresenta homogeneidade composicional, com distinção entre a fácies 1 e fácies 2. A fácies 1 apresenta valores de SiO₂ variando de 65.1 a 69%, enquanto a fácies 2 possui 72 a 76.5% de SiO₂. A razão MgO/TiO₂ é em média 3.65 para fácies 1 e 2.45 para fácies 2. A razão K₂O/Na₂O média é de 1.08 para fácies 1 e 1.27 para a fácies 2. Os diagramas de Harker mostram a distinção entre as duas fácies (Fig. 9) e indicam correlações lineares negativas entre SiO₂ e Al₂O₃, CaO, MgO, TiO₂, FeO(t), e P₂O₅, o que provavelmente reflete o fracionamento de plagioclásio e minerais máficos primários, tais como biotita, titanita, óxidos de Fe-Ti e apatita durante a evolução magmática.

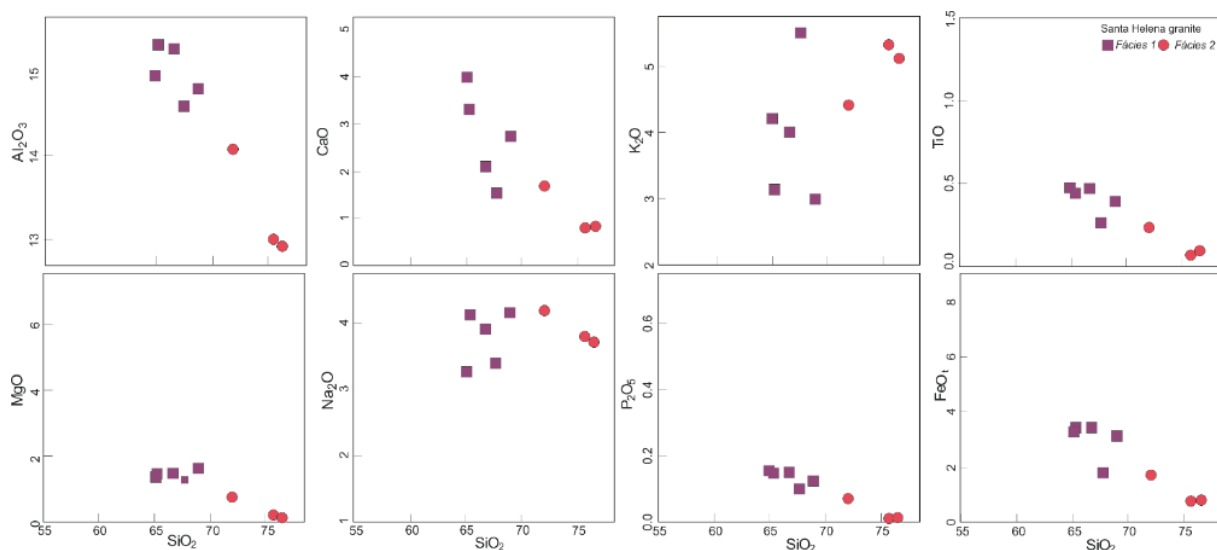


Fig. 9. Diagramas de variação do tipo Harker de SiO₂ versus elementos maiores do granito Santa Helena.

Em diagrama de classificação, as amostras do granito de fácies 1 são classificadas como monzogranito e granodiorito, e amostras da fácies 2 como sienogranito e monzogranito (Fig. 10 A). Em relação ao índice de saturação em alumina (Maniar & Piccoli, 1989), o granito de fácies 1 é classificado como levemente

peraluminoso a metaluminoso (Fig. 10 B) e o de fácies 2, como metaluminoso. Ambas as fácies exibem afinidade geoquímica com séries cálcio-alcálicas (Fig. 10 C).

Os padrões de distribuição multielementares do granito Santa Helena (Fig. 10 D), normalizados pelos valores de granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.* 1984), mostram um enriquecimento dos elementos litófilos de íons grandes (LILE) em relação aos de alto potencial iônico (HFSE). Os LILE apresentam anomalias positivas de Rb e Th, o que sugere comportamento típico de contribuição crustal (Hugh, 1993).

Com relação aos HFSE, as amostras exibem inclinação negativa de Ta e Nb, bem como anomalias positivas de Ce e Sm em relação a Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb típicos de granitos de arcos vulcânicos (Pearce *et al.* 1984). As anomalias positivas de Rb e Th indicam acúmulo de feldspato alcalino no líquido residual. A anomalia negativa de Nb presente na maioria dos granitos é interpretada como herança de uma fonte de ambientes de arco, indicando envolvimento de fusão crustal na origem dos magmas (Clemens *et al.* 2009). Comparando esse resultado aos padrões obtidos por Pearce *et al.* (1984) para granitos de ambientes de arcos vulcânicos (Fig. 10 E), as amostras do granito apresentam semelhança com as amostras do Chile e Jamaica, que exibem altos valores de elementos LILE, tendo os dados do Chile e da fácies 2 pronunciadas anomalias positivas de Rb e Th, bem como anomalias negativas de Ba.

O padrão de elementos terras raras (ETR) e elementos-traço do granito Santa Helena (Fig. 10 F), normalizados ao condrito de Nakamura (1977), mostra enriquecimento de Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) e razões $(La/Yb)_n$ entre 13.58 a 34.59 (fácies 1) e 8.63 a 28.51 (fácies 2), configuração semelhante àquela encontrada em séries cálcio-alcálicas. Anomalias negativas de Eu, com razões Eu/Eu^* entre 0.57 e 0.84 (ambas as fácies), confirma a hipótese de diferenciação magmática com fracionamento de plagioclásio. Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, elaborados por Pearce *et al.* (1984), as amostras situam-se no campo dos granitos de arcos vulcânicos (Fig. 10 H-I).

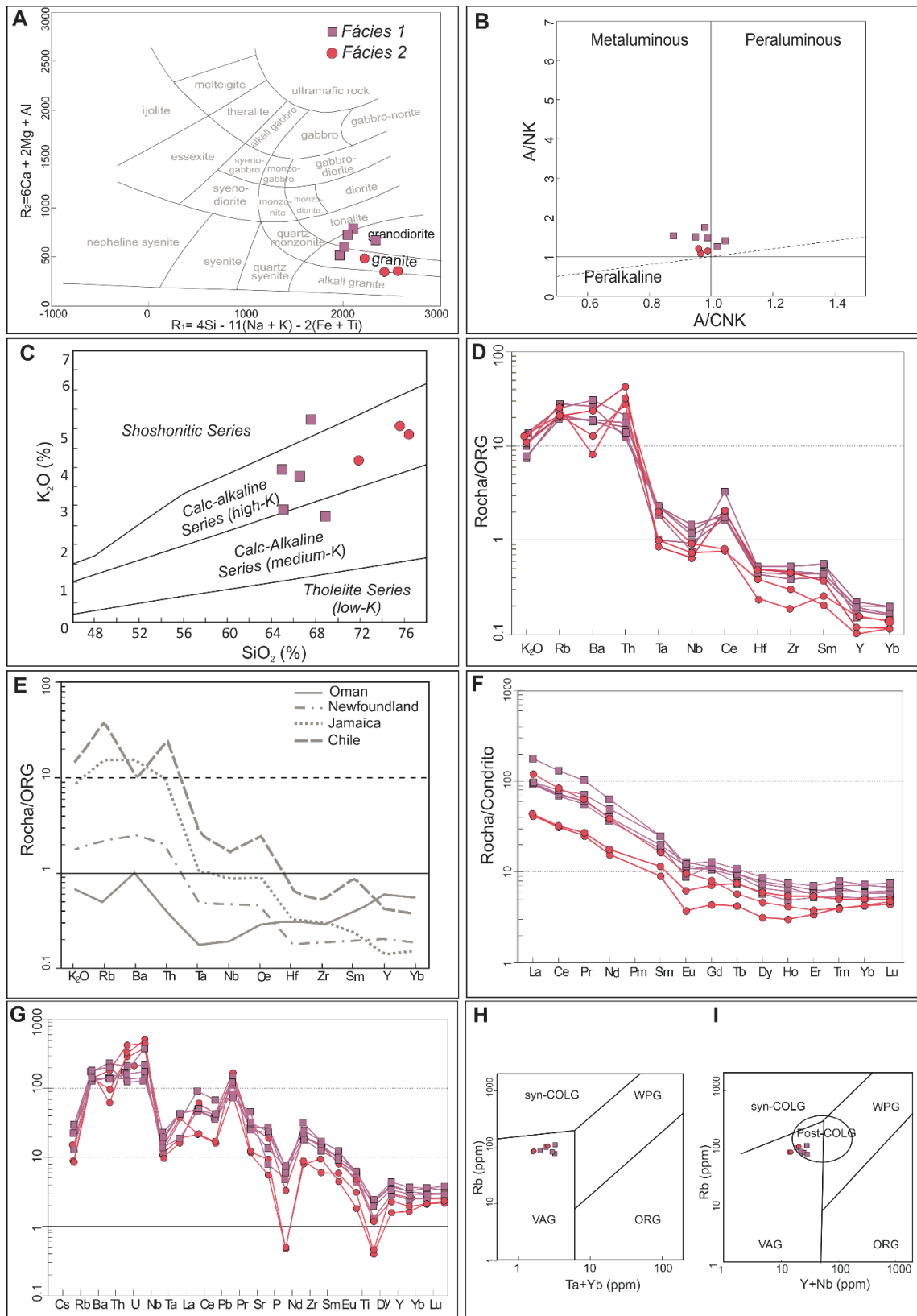


Fig. 10. Amostras do granito Santa Helena. (A) Diagrama R1 versus R2 (De La Roche *et al.* 1980) (B) Diagrama de alcalinidade de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989). (C) Diagrama $Na_2O + K_2O - SiO_2$ versus SiO_2 (wt.%) de Frost *et al.* (2011). (D) Diagrama de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG). (E) Padrão para granitos de arco vulcânico, com valores de normalização de Pearce *et al.* (1984). (F) Espectro de elementos terras raras normalizados ao condrito de Nakamura (1974). (G)

Diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primitivo, com fatores de normalização de McDonough & Sun (1995) (H) Diagrama discriminante de ambientes tectônicos Ta+Yb vs. Rb de Pearce et al. (1984; 1996). (I) Diagrama Y+Nb vs. Rb. Campos: Post-COLG = pós-colisional; ORG = cadeia meso-oceânica; syn-COLG = sin-colisional; VAG = arcos vulcânicos; WPG = intraplaca.

4.2.2. Geoquímica dos Diques

As análises químicas do dique andesítico identificado no Depósito Santa Helena mostram valores de SiO₂ em média de 52.75% e moderados a altos valores de MgO (4.5%) e Fe₂O₃ (8.7%), e valores moderados a baixo de K₂O (2.0%), CaO (6.4%) e TiO₂ (1.0%). O valor de #mg ($[MgO/(MgO+Fe_2O_3)]$) é de 0,45 e o teor de Ni varia de 36 a 44 ppm, o que sugere que o dique máfico é um magma máfico diferenciado, pois os magmas toleíticos derivados do manto possuem #mg superior a 0,68 e teor de Ni entre 300 e 500 ppm. Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico, podem ser classificados como basaltos cálcio-alcálicos (Fig. 11 E-F).

O padrão de elementos terras raras (ETR) e elementos-traço dos diques máficos mostram acentuada anomalia positiva do Pb e Sr e negativa do Ba, Nb e Ti (Fig. 11 C). Os baixos valores de Ti e P permitem sugerir que a rocha pode apresentar contaminação crustal (Carlson 1991). A Σ ETR é de 139.2 ppm. O padrão de ETR está normalizado ao condrito de Nakamura (1974) e se mostra pouco fracionado. O valor da razão $(La/Yb)_N$ é de 8,83 e a anomalia do Eu é ausente (Fig. 11 D). Desse modo, o dique máfico tem composição de andesito basáltico, natureza cálcio-alcálica, de ambiente de arco vulcânico.

A análise química do dique félsico mostra que a rocha é enriquecida em SiO₂ (69.9%), apresenta baixos valores de MgO (1.37%), Fe₂O₃ (2.82%), CaO (2%) e TiO₂ (0.3%), e valor alto de K₂O (3.77%). Apresenta composição riolítica e caráter levemente peraluminoso (Fig. 11 A-B), com base na classificação do diagrama de Shand (1943). O caráter cálcio-alcálico dos diques é confirmado no diagrama ternário AFM (Irvine & Baragar, 1971). Os valores de ETR para o dique félsico são baixos (Σ ETR=116.74 ppm), mostrando fracionamento moderado de ETR: $(La/Yb)_N = 12,32$. A anomalia de Eu é negativa ($Eu/Eu^*=0.72$ ppm), apresenta-se mais fracionado em relação aos ETRL (razão de $(La/Sm)_N = 4.16$) do que nos ETRP (razão de $(Gd/Yb)_N=1,83$). Observa-se acentuada anomalia negativa do Nd e fraca, porém existente, anomalia positiva do Sm (Fig 11 C-D).

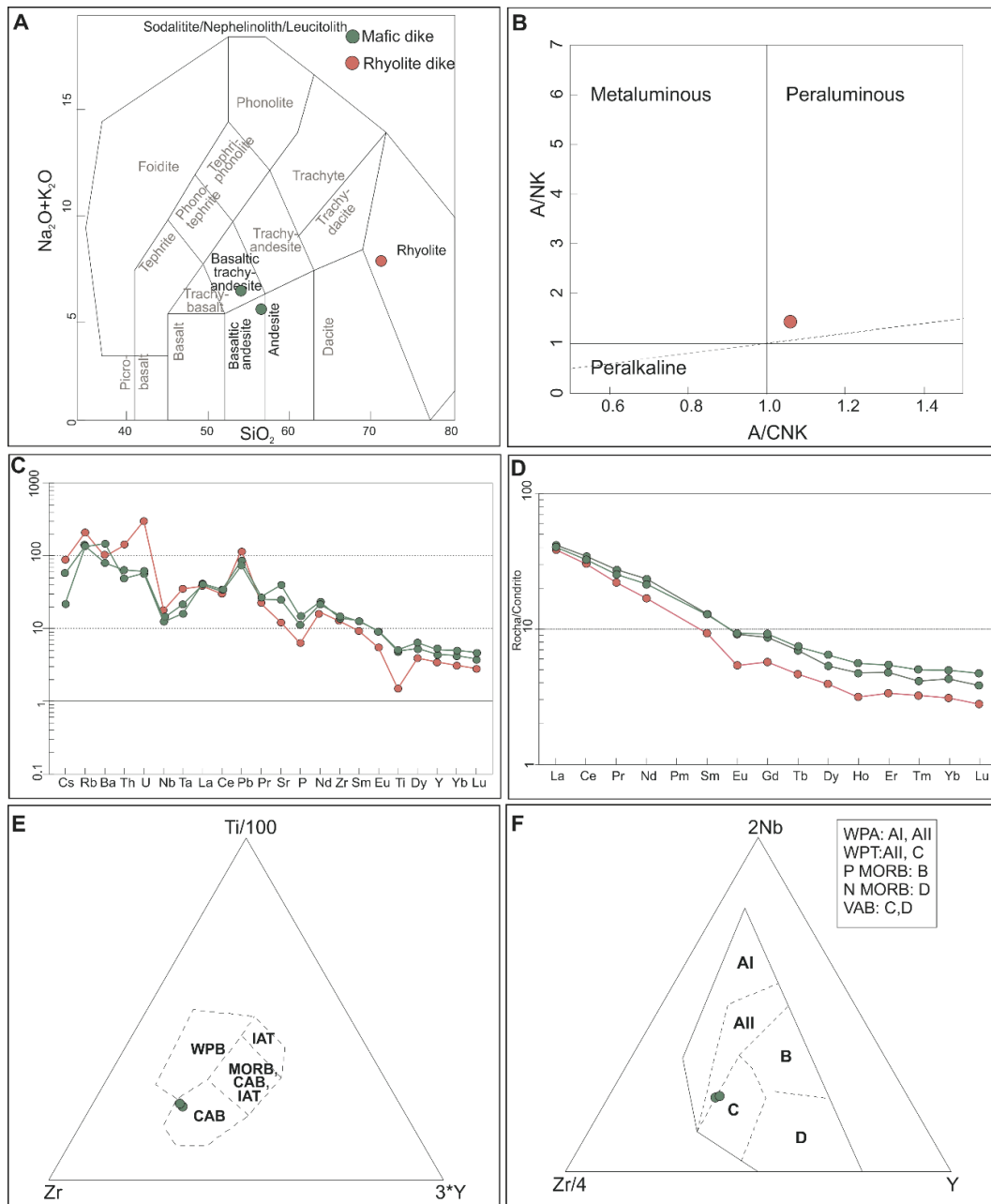


Fig. 11. Amostra do dique máfico e félsico. (A) diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1992). (B) Diagrama de alcalinidade de Shand (in Maniar & Piccoli, 1989) para o dique félsico. (C) Diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial, com fatores de normalização de McDonough & Sun (1995). (D) Espectro de elementos terras raras normalizados ao condrito (Nakamura, 1974). (E) Diagrama de Pearce & Cann (1973) para discriminação de ambiente tectônico de rochas máficas. A amostra do dique máfico se posicionou no campo dos basaltos calcio-alcalinos. IAT: toleito de arco de ilha; MORB: basalto de cadeias meso-oceânicas; CAB: basalto cálcio-alcalino; WPB: basalto intraplaca. (F) Amostra do dique no diagrama discriminante de ambiente tectônico de Meschedde (1986). WPA: basaltos alcalinos intra-placa; WPA: toleitos intra-placa; P MORB, N MORB: basaltos de cadeias meso-oceânicas, VAB: basaltos de arcos vulcânicos.

4.3. Geocronologia e Geoquímica Isotópica

4.3.1. Idades U-Pb em zircão

Para este trabalho foram separadas duas amostras do granito Santa Helena para datação U-Pb em zircão, uma representativa a fácies 1 (SED18-42.00) e uma da fácies 2 (SED16-120.40). Os cristais de zircão das amostras mostram-se euédricos, nas cores castanho claro a fumê, variando de transparentes a subordinadamente opacos, muitas vezes fraturados e quebrados. Sob a observação das imagens em microscópio eletrônico foram observados cristais de dimensões entre 60 μm a 150 μm (Fig. 12), com zonação magmática preservadas e feições morfológicas alongadas, semelhantes aos cristais de composição cálcico-alcálica descritos por Pupin (1980). Os resultados para as amostras datadas estão na tabela 3.

Na amostra SED18-42.00, trinta cristais de zircão foram analisadas. Os dados de U-Pb de 28 dos 30 foram usados no cálculo da discórdia (Fig. 13A). Os dados mostram concordância e define uma idade Pb/U média ponderada de 2028 ± 17 Ma ($n=28$, MSWD = 7.7), com razão Th/U entre 0.11 a 2.3.

Trinta cristais de zircão da amostra SED16-120.40 foram analisadas. Os dados de U-Pb de 13 dos 30 foram usados no cálculo da discórdia (Fig. 13B). Os dados mostram concordância e define uma idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{U}$ média ponderada de 2012 ± 11 Ma ($n=13$, MSWD = 1.7). Com razão Th/U entre 0.15 a 0.34, apresentam valores típicos de rochas magmáticas segundo Hoskin & Schaltegger (2003) e Corfu et al., (2003).

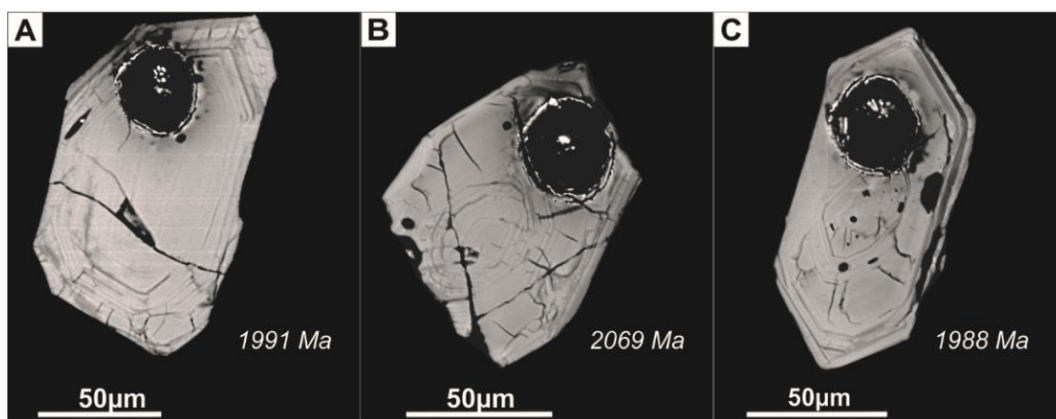


Fig. 12. Imagem BSE de cristais de zircão do granito Santa Helena, indicando os locais de aplicação do feixe iônico do laser A. Fácies 1. B-C. Fácies 2.

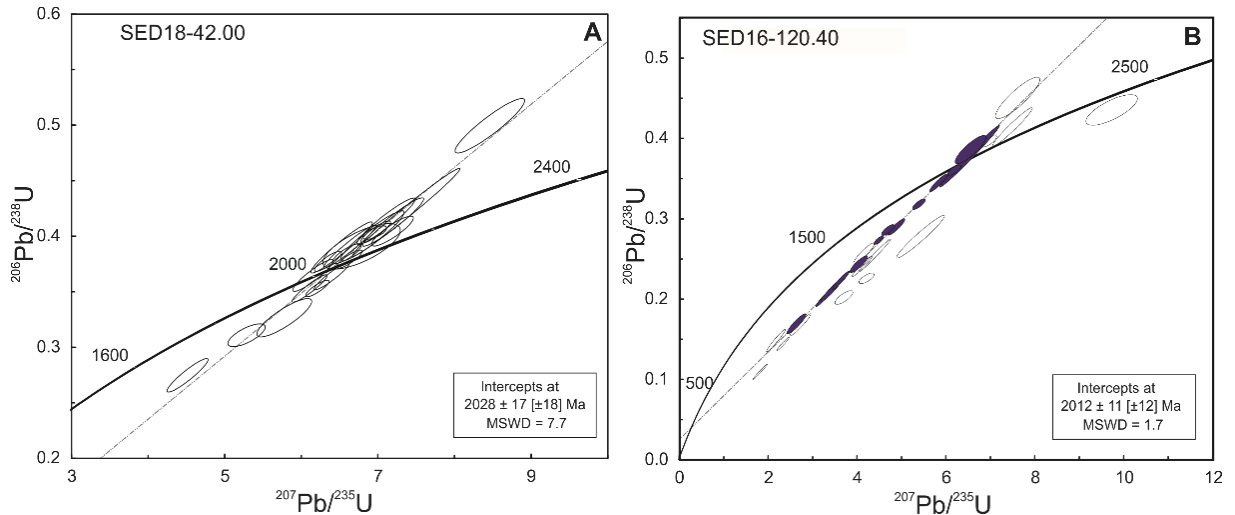


Fig. 13. Diagrama da Concordia U-Pb para o granito Santa Helena. A. Amostra representativa do fácies 1. B. Amostra representativa do fácies 2. Os círculos azuis são os dados usados no calculo da discórdia.

Tabela 3. Dados LA-ICP-MS de U-Pb em zircão do granito Santa Helena.

Spots	Th/U	Isotopic ratios						Apparent ages (Ma)								
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1s%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s %	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs
SED16-120.40																
1	0.317	11951	16.50	0.11904	0.68	4.706	1.25	0.2867	0.98	0.78	1942	24	1625	28	1768	21
2	0.239	160328	21.45	0.11912	0.45	4.503	0.98	0.2741	0.78	0.80	1943	16	1562	22	1732	16
3	0.205	3527	8.70	0.12314	1.05	6.568	2.17	0.3868	1.86	0.86	2002	37	2108	67	2055	38
4	0.235	254484	16.61	0.12281	0.38	5.847	1.44	0.3453	1.33	0.93	1997	13	1912	44	1953	25
5	0.187	51675	31.05	0.11794	0.56	3.647	2.14	0.2242	2.04	0.95	1925	20	1304	48	1560	34
6	0.109	207533	25.06	0.11289	1.29	2.648	3.31	0.1701	3.03	0.91	1846	46	1013	57	1314	48
7	0.254	169626	12.11	0.12297	0.55	5.407	1.08	0.3189	0.86	0.79	2000	20	1784	27	1886	19
8	0.286	90411	40.18	0.12455	0.54	6.203	0.99	0.3612	0.74	0.75	2022	19	1988	25	2005	17
9	0.153	86369	27.65	0.11771	0.77	3.434	2.88	0.2116	2.75	0.96	1922	27	1237	62	1512	45
10	0.180	151476	32.42	0.12233	0.57	4.900	1.60	0.2905	1.45	0.91	1991	20	1644	42	1802	27
11	0.138	15951	50.82	0.11708	0.57	3.265	2.34	0.2022	2.23	0.96	1912	21	1187	48	1473	36
12	0.245	232337	16.42	0.12543	0.49	6.546	4.22	0.3785	4.17	0.99	2035	17	2069	147	2052	73
13	0.344	34301	63.64	0.12032	0.92	4.052	2.01	0.2442	1.75	0.87	1961	33	1409	44	1645	32
14	0.195	146984	15.00	0.12260	1.23	7.623	2.67	0.4509	2.34	0.88	1994	43	2399	93	2188	47
15	0.120	33769	72.05	0.10660	0.85	2.188	4.00	0.1488	3.89	0.97	1742	31	894	65	1177	55
16	0.062	4306	12.67	0.11756	0.83	4.168	2.28	0.2571	2.09	0.92	1920	29	1475	55	1668	37
17	0.382	279696	20.83	0.12746	0.53	6.981	1.00	0.3972	0.76	0.76	2063	19	2156	28	2109	18
18	0.227	161543	21.84	0.12412	0.44	4.125	2.29	0.2410	2.22	0.97	2016	16	1392	55	1659	37
19	0.190	2677	5.52	0.13123	0.45	7.506	2.44	0.4148	2.37	0.97	2114	16	2237	89	2174	43
20	0.152	127749	36.71	0.12558	0.32	4.407	3.37	0.2545	3.34	0.99	2037	11	1462	87	1714	55
21	0.101	2129	7.24	0.11802	0.87	2.738	3.52	0.1682	3.39	0.96	1926	31	1002	63	1339	52
22	0.204	269150	22.37	0.11768	0.41	2.343	2.44	0.1444	2.38	0.97	1921	15	870	39	1226	34
23	0.086	235765	17.63	0.13547	1.08	4.225	1.65	0.2262	1.20	0.72	2170	37	1314	28	1679	27
24	0.334	393840	29.84	0.14186	0.96	5.439	4.05	0.2780	3.92	0.97	2250	33	1582	109	1891	68
25	0.583	140719	24.03	0.13323	1.37	3.717	2.22	0.2023	1.70	0.77	2141	47	1188	37	1575	35
26	0.198	169469	24.89	0.16198	1.59	9.737	2.43	0.4360	1.80	0.74	2476	53	2333	70	2410	44
27	0.130	195146	17.52	0.12089	0.42	1.829	3.67	0.1098	3.62	0.99	1969	15	671	46	1056	48
SED 18-42.00																
1	0.506	392340	19.44	0.15703	0.69	5.004	1.98	0.2311	1.81	0.92	2424	23	1340	44	1820	33
2	0.739	97738	48.84	0.15413	1.36	7.005	3.23	0.3296	2.90	0.90	2392	46	1837	92	2112	57
3	0.258	57873	49.69	0.11928	0.81	4.522	2.42	0.2749	2.25	0.93	1946	29	1566	62	1735	40
4	1.888	156434	31.09	0.13021	0.49	5.720	2.09	0.3185	1.99	0.96	2101	17	1783	62	1934	36
5	0.715	425601	25.33	0.13789	0.45	6.446	0.99	0.3390	0.80	0.81	2201	15	1882	26	2039	17
6	0.459	33633	40.38	0.12340	1.26	5.292	1.88	0.3110	1.35	0.72	2006	44	1746	41	1868	32
7	1.029	111417	52.28	0.12839	1.27	5.785	2.53	0.3268	2.16	0.85	2076	44	1823	68	1944	43
8	0.417	872183	8.99	0.13625	0.53	6.799	0.99	0.3619	0.75	0.76	2180	18	1991	26	2086	17
9	0.212	454499	15.72	0.13273	0.47	6.646	1.11	0.3631	0.94	0.84	2134	17	1997	32	2065	20
10	0.103	58603	65.20	0.12765	0.36	6.216	1.00	0.3531	0.86	0.86	2066	13	1950	29	2007	17
11	0.495	457444	20.47	0.12560	0.40	6.116	1.52	0.3531	1.42	0.93	2037	14	1950	48	1993	26
12	0.693	139590	27.53	0.12754	0.35	6.405	1.47	0.3642	1.38	0.94	2064	12	2002	47	2033	26
13	0.776	183617	16.22	0.12246	0.60	6.160	1.75	0.3648	1.60	0.91	1992	21	2005	55	1999	30
14	0.426	505148	24.62	0.12676	0.38	6.634	1.03	0.3796	0.88	0.86	2054	13	2074	31	2064	18
15	0.356	127287	24.45	0.12450	0.55	6.601	1.16	0.3845	0.95	0.82	2022	19	2097	34	2060	20
16	0.270	80952	30.65	0.12201	0.44	6.355	1.14	0.3778	0.98	0.86	1986	16	2066	35	2026	20
17	0.119	45050	25.76	0.12595	2.12	6.793	3.04	0.3911	2.14	0.71	2042	74	2128	78	2085	53
18	1.466	649166	35.68	0.12894	0.64	7.197	1.55	0.4048	1.36	0.88	2084	23	2191	50	2136	27
19	0.650	176402	18.32	0.12316	0.43	6.639	2.11	0.3909	2.04	0.96	2003	15	2127	74	2065	37
20	0.490	4017	5.13	0.12553	0.77	6.934	2.45	0.4006	2.30	0.94	2036	27	2172	84	2103	43
21	0.494	68722	23.18	0.12147	0.60	6.534	2.52	0.3901	2.41	0.96	1978	21	2123	87	2050	44
22	0.593	262120	21.24	0.12521	0.56	6.967	0.90	0.4035	0.61	0.67	2032	20	2185	22	2107	16

Spots	Th/U	Isotopic ratios								Rho	Apparent ages (Ma)					
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1s%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s %		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs
SED 18-42.00																
23	2.367	280143	20.32	0.12520	0.38	6.975	1.14	0.4040	1.01	0.89	2032	13	2188	37	2108	20
24	0.115	195603	25.61	0.12651	0.59	7.205	2.26	0.4130	2.15	0.95	2050	21	2229	81	2137	40
25	0.659	215927	21.80	0.12471	0.59	7.114	2.18	0.4137	2.07	0.95	2025	21	2232	78	2126	38
26	0.528	319738	26.58	0.12682	0.45	7.375	3.88	0.4217	3.84	0.99	2054	16	2268	146	2158	68
27	0.575	113069	43.67	0.13797	0.89	9.852	2.96	0.5178	2.80	0.95	2202	31	2690	123	2421	54
28	0.973	116102	37.21	0.12287	0.77	8.467	2.19	0.4997	2.01	0.92	1998	27	2613	86	2282	39

4.3.2. Composição isotópica Sm-Nd

As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) e de ϵ_{Nd} das rochas foram determinadas em cinco amostras do granito Santa Helena (3 da fácies 1 e 2 da fácies 2) e uma de granito da fácies 2 sericitizado (Tabela 4). Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ foram calculados com as idades U-Pb obtidas para o granito de fácies 1 (2028 Ga) e o de fácies 2 (2012 Ga). As amostras representativas do fácies 1 apresentaram idade-modelo T_{DM} entre 2.39 a 2.45 Ga e $\epsilon_{Nd(2028)}$ entre -1.90 a -2.42. A fácies 2 mostrou idade T_{DM} entre 2.32 a 2.49 Ga e $\epsilon_{Nd(2012)}$ entre -1.92 e -3.36. A amostra do granito sericitizado apresentou idade T_{DM} de 2.39 Ga e $\epsilon_{Nd(2012)}$ de -2.73. Os valores de ϵ_{Nd} negativos indicam que o granito deriva de fontes que possuíam razão Sm/Nd menor que o reservatório condrítico (Fig. 14), sugerindo que o granito foi derivado e/ou assimilou rochas crustais antigas.

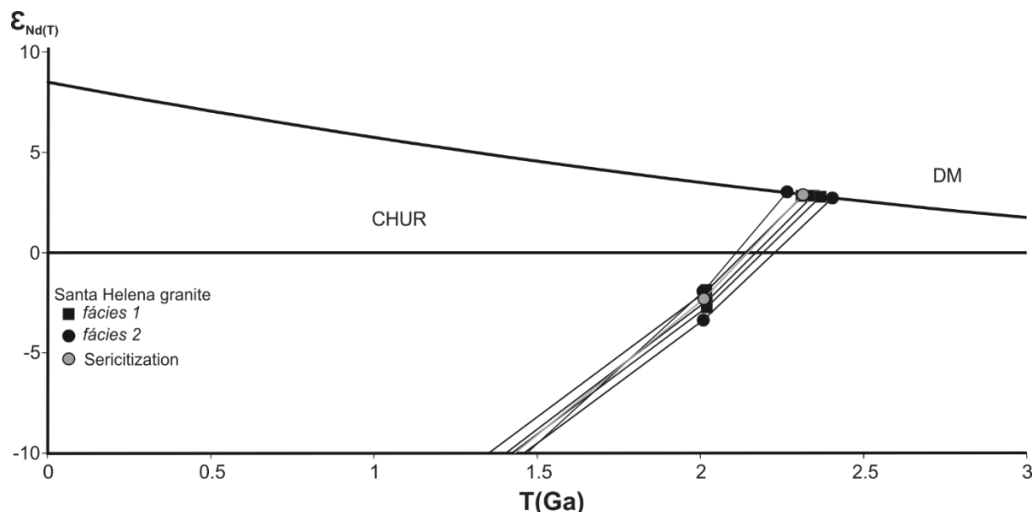


Fig. 14. Diagrama de evolução $\epsilon_{Nd} \times T$

Tabela 4. Dados de Sm-Nd para rochas do depósito Santa Helena.

Sample	Fácies 1			Fácies 2		Sericitização
	EDU-04	SED18-42.00	SED16-115.60	SED16-120.40	SED16-36.45	EDU-01
Sm (ppm)	5.586	4.716	3.916	3.348	1.767	3.259
Nd (ppm)	33.177	28.291	23.122	25.186	10.389	21.106
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1018	0.1008	0.1024	0.0804	0.1028	0.0933
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	0,511237±08	0,511239±07	0,511287±05	0,511001±08	0,511224±09	0,511151±09
$\epsilon_{Nd}(0)$	-27.32	-27.29	-26.34	-31.93	-27.58	-29
$\epsilon_{Nd}(T)$	-2.724925912	-2.424969395	-1.901021943	-1.923345475	-3.362478329	-2.731876963
T_{CHUR} (Ga)	2.240825283	2.214484672	2.175070486	2.137236095	2.285369751	2.183274939
T_{DM} (Ga)	2.45	2.43	2.39	2.32	2.49	2.39
$T_{(U-Pb)}$ (Ga)	2.02	2.02	2.02	2.01	2.01	2.01

5. Alteração Hidrotermal e Mineralização

5.1. Assembleia mineral hidrotermal

A principal zona de alteração hidrotermal ocorre ao longo de fratura N25-30E/80-70NW, que corta o granito Santa Helena, em que está hospedada a mineralização (Fig. 3). Observa-se nessa zona um controle estrutural, zanação da alteração e vênulas sulfetadas. A deformação é moderada, caracterizada por fraturas e microfalhas acompanhada por recristalização, situação caracterizada como de regime dúctil-ruptil, cataclástico. Ao longo do granito Santa Helena, à medida que se distancia da fratura principal, a alteração é distribuída irregularmente, até desaparecer.

As rochas do depósito Santa Helena foram intensamente alteradas, formando um conjunto de alterações hidrotermais que se sobrepõem parcialmente ou completamente, impedindo a definição clara de zonas individuais. Estudos petrográficos permitiram identificar cinco tipos principais de alteração hidrotermal no granito Santa Helena: (1) fase incipiente do metassomatismo, (2) estágio de microclinização, (3) estágio de alteração sericítica, (4) estágio de alteração propilítica, (5) estágio de carbonatação (Fig. 15). O ouro ocorre em veios e vênulas, associado às fases de alteração sericítica. O ouro ocorre como inclusões ou preenchendo fraturas em cristais de pirita.

	Stages of Alteration				
	Early Incipient	Microclitic	Sericitic	Propylitic	Late Carbonatic
Quartz	██████████		██████████	██████████	██████████
Orthoclase	██████████				
Microcline		██████████			-----
Magnetite			-----		
Titanite	██████████			-----	
Apatite				-----	
Rutile				-----	
Albite	██████████			-----	
Actinolite	-----			-----	
Chlorite	██████████		██████████	██████████	
Muscovite		██████████	██████████	██████████	
Epidote	-----			██████████	██████████
Pyrite		-----	██████████	██████████	
Calcopyrite			-----	-----	
Gold			<i>Au I</i> <i>Au II</i>		
Bismuth minerals			██████████		
Hessite			-----		
Calcite	-----			██████████	██████████
Style					
Facies 1	<i>pervasive</i>		<i>fisural to pervasive</i>		<i>fisural</i>
Facies 2	<i>incipient</i>	<i>fisural to pervasive</i>		<i>fisural</i>	

Fig. 15. Sequência paragenética para alteração hidrotermal do granito Santa Helena.

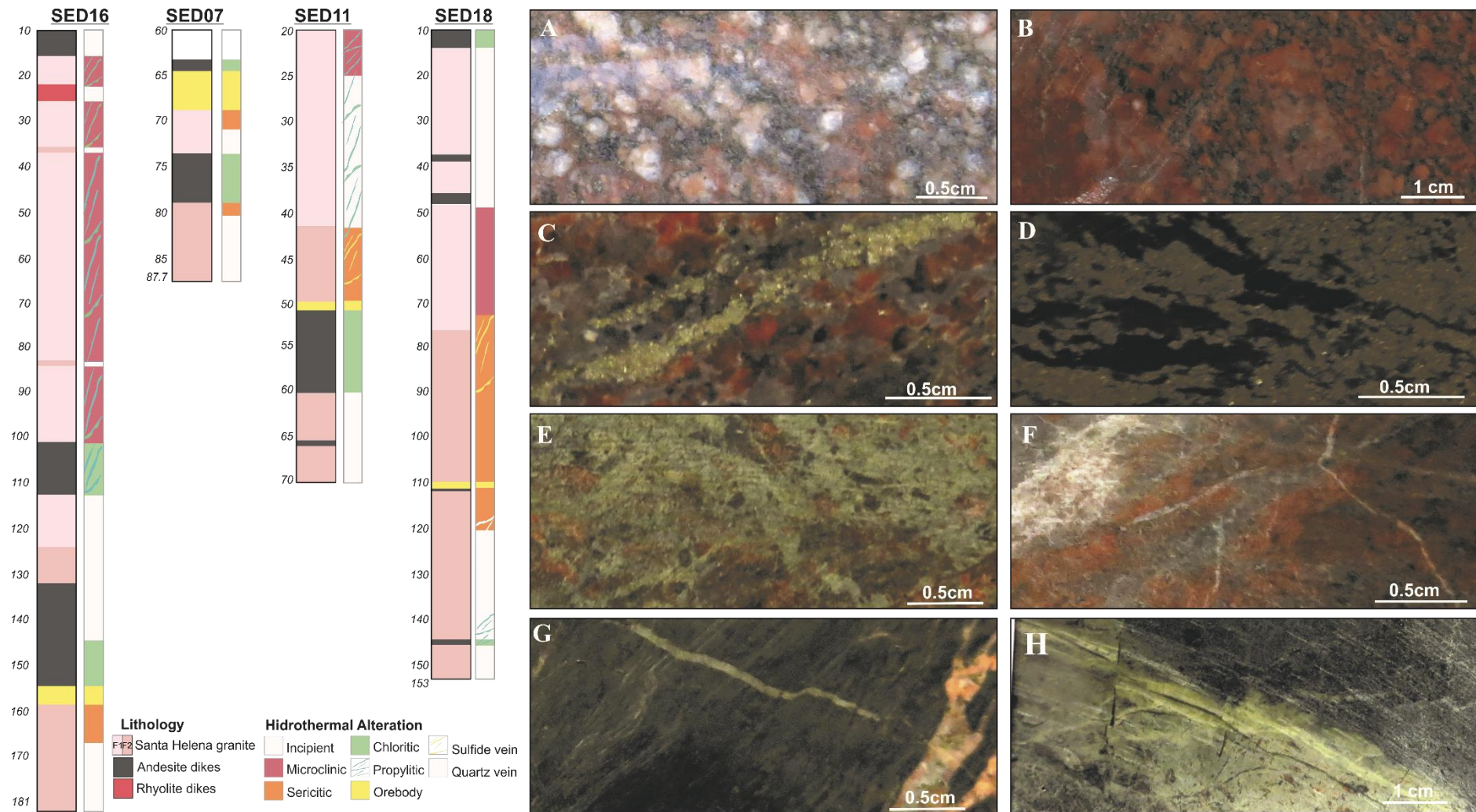


Fig. 16. Perfis esquemáticos dos furos estudados, mostrando variedades litológicas e a distribuição das zonas de alteração principais. Aspecto macroscópico das rochas do depósito. (A). Granito Santa Helena com metassomatismo incipiente. (B). Forte alteração potássica sobre o granito. (C). Granito fortemente deformado e forte alteração sericitica. (D). Rocha fortemente alterada e deformada, composta essencialmente por muscovita-pirita-quartzo. (E). Forte propilitização sobre o granito. (F). Vênulas tardias de carbonato cortando granito sericitizado. (G). Alteração clorítica sobre dique andesítico, cortado por vênulas de carbonato. (H) Alteração propitítica sobre o dique máfico.

Na fase inicial e/ou precoce de alteração hidrotermal ocorre o metassomatismo incipiente nas rochas granito Santa Helena (Fig. 16 A). É caracterizada por substituição de oligoclásio magmático por microclínio e albita $An_{1,0}$ - $An_{5,7}$ + muscovita + epidoto; e biotita magmática por clorita + muscovita + epidoto + titanita + rutilo ± ilmenita (Fig. 17 A e C). São observados cristais de quartzo magmático anédrico com extinção ondulante e quartzo recristalizado preenchendo fraturas de minerais magmáticos, representando a segunda geração de quartzo.

A microclinização é de intensidade irregular e pervasiva, ocorre na parte mais externa da zona mineralizada, o qual confere um aspecto mais avermelhado para as rochas (Fig. 16 B). É caracterizada por plagioclásio reliquiar envolto por microclínio secundário, transformação parcial ou total de biotita em muscovita, magnetita ou rutilo (Fig. 17 B-C). Com o aumento da alteração, a textura ígnea original foi em grande parte obliterada, com K-feldspato secundário substituindo o plagioclásio, com cristais anédricos e grandes (1-3 cm). O quartzo secundário, que substitui o plagioclásio, é comum no conjunto de alteração do K-feldspato. Os cristais de quartzo ocorrem principalmente como fitas de quartzo policristalino em torno dos cristais de feldspato potássico.

Ao longo da zona mineralizada, ocorre um halo de alteração sericítica de espessura variando de 1 a 15 m de espessura. Este halo de alteração é desenvolvido simetricamente ao longo da fratura que hospeda o veio principal e em fraturas. A alteração sericítica é representada pela associação mineral muscovita + clorita + quartzo + piritita ± calcopirita (Fig. 16 C-D). A intensidade da alteração sericítica diminui das partes internas para externas da zona mineralizada. Nas partes externas com fraca alteração, a biotita é substituída parcial ou totalmente por muscovita e os cristais de plagioclásio são transformados em muscovita e quartzo ao longo de fraturas (Fig. 17 D-F). Com o aumento da alteração nas porções mais internas, a muscovita substitui todo plagioclásio e biotita, restando pseudomorfos de plagioclásio. Em menor proporção, os cristais de K-feldspato são convertidos em muscovita (Fig. 17 G). Algumas zonas de sericitização desenvolvem-se ao longo de fraturas, discretas e estreitas, na zona de microclinização.

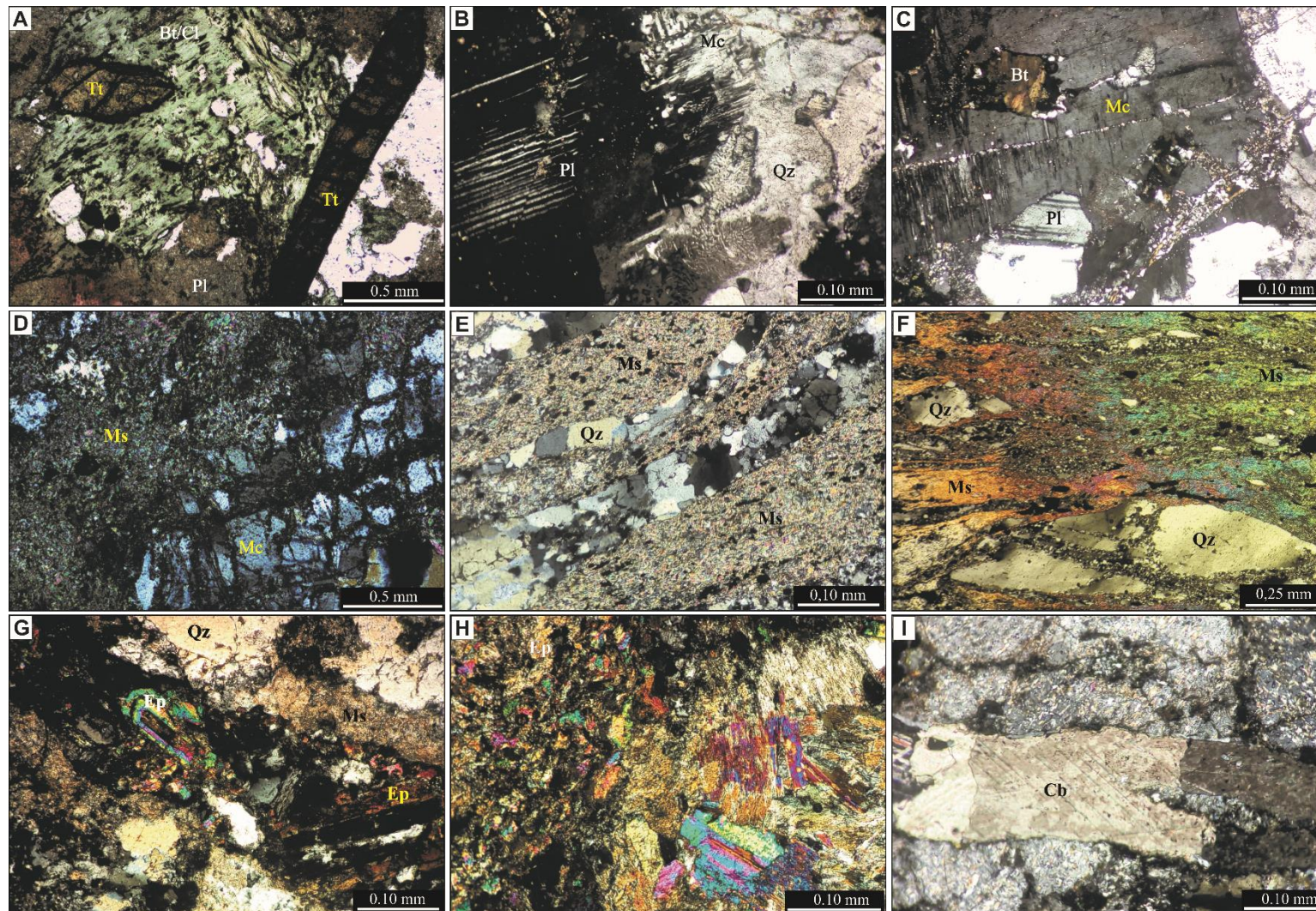


Fig. 17. Fotomicrografias mostrando diferentes padrões das alterações hidrotermais no granito Santa Helena. (A). Cristais de titanita associada à biotita, alterada para clorita. (B). Cristais de microclinio na borda de plagioclásio, e mimerquitas. (C). Microclínio secundário com inclusões de biotita cloritizada, plagioclásio e quartzo. (D). Fraca a moderada alteração sericitica, com muscovita preenchendo fraturas. (E, F). Forte alteração sericitica rocha composta por muscovita, pirita e quartzo. (G,H). Vênula de epidoto, clorita, pirita e carbonato. (I). Vênula tardia de carbonato.

Associada à alteração sericitica, ocorre uma zona de silicificação estreita de 0,3 a 1 m, na zona mineralizada. A forte silicificação substitui a maioria dos minerais anteriores por quartzo (Fig. 17 F), e pequenas quantidades de muscovita, clorita, calcopirita e pirita contendo ouro, que precipitaram em conjunto com o quartzo.

A alteração propilítica ocorre de forma pervasiva e fissural no granito e diques. No fácies 1 do granito, observa-se um estilo fissural e localmente pervasivo, representado por epidoto + muscovita + calcita + quartzo ± albita ± actinolita ± titanita ± pirita ± rutilo ± apatita (Fig. 16 E). No fácies 2, a alteração apresenta estilo fissural, com vênulas de epidoto + quartzo + calcita + quartzo ± albita (Fig. 17 KG-H). O primeiro é dado pela alteração pervasiva da clorita, actinolita, clinzoisita e calcita do plagioclásio. O segundo estilo fissural é marcado pela presença de clorita, calcita, pirita e calcopirita. A carbonatação representa o último estágio hidrotermal, ocorre na forma de vênulas monominerálicas de calcita ± quartzo ± epidoto (Fig. 16 F; Fig. 17 I).

Nos diques máficos foram identificados quatro tipos principais de alteração hidrotermal: (1) metassomatismo incipiente, (2) alteração clorítica, (3) alteração propilítica, (4) alteração carbonática. O metassomatismo incipiente do dique é caracterizado pela substituição dos minerais máficos por clorita ± actinolita + muscovita + epidoto + rutilo ± ilmenita, e saussuritização do plagioclásio.

A alteração clorítica é desenvolvida geralmente sobre os diques máficos alojados subparalelamente à fratura mineralizada, e se desenvolve simetricamente ao longo da fratura que hospeda o veio principal. A cloritização é representada pela associação mineral clorita + muscovita + pirita + quartzo + epidoto ± ilmenita ± magnetita (Fig. 16 G; Fig. 18 A-B). A alteração propilítica é caracterizada pela associação epidoto + clorita + calcita ± actinolita ± quartzo ± pirita ± calcopirita, que possui estilo pervasivo e fissural (Fig. 16 H; Fig. 18 C).

A alteração carbonática ocorre na forma de vênulas monominerálicas de calcita ± dolomita (Fig. 16 G), representa estágio de alteração mais tardio. De ocorrência restrita, o carbonato se associa com epidoto + clorita + microclinio + pirita ± calcopirita (Fig. 18 D).

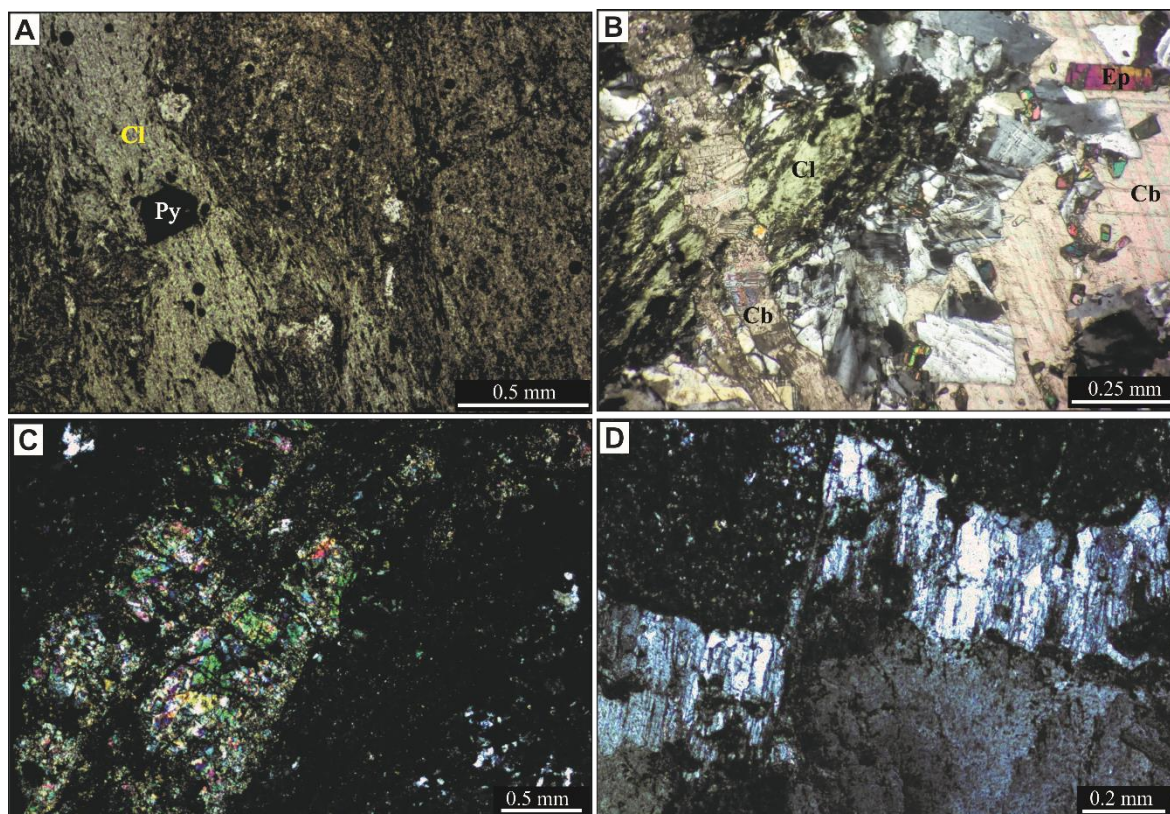


Fig. 18. Fotomicrografia mostrando diferentes padrões das alterações hidrotermais no dique andesítico. (A). Alteração clorítica, a rocha é composta essencialmente por clorita, pirita e quartzo. (B). Veio de epidoto. (C). Carbonatação cortando a alteração clorítica, associada a zona mineralizada, com epidoto e microclínio. (D). Vênula tardia de carbonato

5.2. Química de minerais hidrotermais

O estudo de química mineral de minerais hidrotermais teve o objetivo de caracterizá-los e de contribuir para o entendimento das condições físico-químicas de formação da alteração hidrotermal e, quando pertinente, da mineralização. Os minerais hidrotermais analisados por microsonda eletrônica compreenderam muscovita, titanita, epidoto e clorita (Tabela 5).

A muscovita no depósito Santa Helena é observada em todos os estágios de alteração hidrotermal. Apesar de pertencentes a paragêneses distintas, o mineral é quimicamente homogêneo, classificado como muscovita, com fórmula geral $[K_{1.8}Na_{0.09}Ba_{0.01}]_{1.9}[Al_{3.57}Fe^{2+}_{0.32}Mg_{0.2}Ti_{0.02}Mn_{0.0}]_{4.1}[Si_{6.27}Al_{1.73}]_8O_{20}[OHF]_4$. O baixo teor de titânio (0,02 a.f.u.) é consistente com origem hidrotermal (Miller et al., 1981; Dempster et al., 1994). A muscovita se forma primeiramente durante a fase incipiente do metassomatismo, a partir da substituição do plagioclásio e feldspato potássico. A sericitização corresponde à principal fase de cristalização da muscovita. A muscovita formada durante o metassomatismo incipiente e alteração clorítica associada ao dique andesítico é rica em MgO (3.8%), enquanto a muscovita hidrotermal formada por

alteração de minerais do granito é relativamente pobre em MgO (1.0 - 2.5 wt %). A muscovita que ocorre em paragênese com quartzo e pirita (ouro, calcopirita) na zona mineralizada possui composição variada de MgO (1.8 - 5.1%).

De ocorrência restrita, a titanita hidrotermal (titanita 3) ocorre associada a clorita 1 no granito Santa Helena alterado. A titanita 3 forma glomérulos de microcristais hospedados na clorita (Fig. 19 A-D). Quimicamente possui teor médio de 29.72% de SiO₂, 37.44% de TiO₂, 1.77% de Al₂O₃, 0.27% de F, 1.04% de Nb₂O₅ e 0.5% de La₂O₃+Ce₂O₃ (Tabela 5). No diagrama Al versus Fe de Aleinikoff et al. (2002) a maioria das análises plotam no campo de rochas ígneas (Fig. 19 D). A titanita hidrotermal se distingue quimicamente da magmática pelo leve empobrecimento em elementos terras raras (La e Ce, Fig.19 E) e maior teor de F. Os teores de TiO₂ e Al₂O₃ assemelham-se.

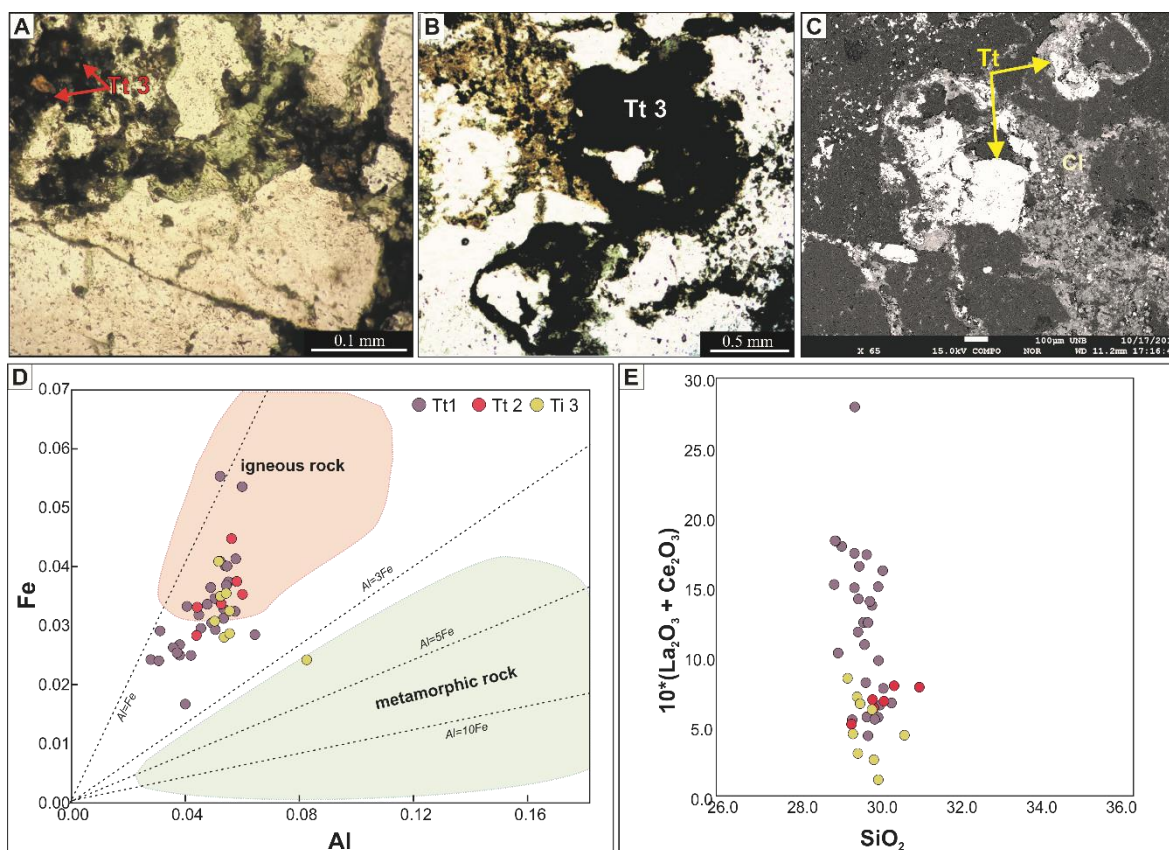


Fig. 19. Fotomicrografia de cristais euédricos de titanita hidrotermal. (A,B). Glomérulos de microcristais de titanita hidrotermal na clorita. (C) Imagem de elétrons retroespalhados, mostrando titanita hidrotermal. (D). Diagrama Fe vs. Al (Aleinikoff et al., 2002, em Jiang et al., 2016). (E). Diagrama 10*(La₂O₃+ Ce₂O₃) vs SiO₂.

O epidoto é abundante como produto de alteração hidrotermal no granito Santa Helena e diques máficos. No estágio de metassomatismo incipiente ocorre como produto da alteração da biotita e do anfibólio, e da saussuritização do plagioclásio. Na

alteração propilítica ocorrem como cristais euédricos e como massas de epidoto incolor a marrom, associado a clorita, muscovita, quartzo, pirita e calcopirita. Composicionalmente, o epidoto gerado nas distintas fases de alteração hidrotermal é composicionalmente homogêneo. Possui composição de epidoto (série clinzoisita-epidoto). Sua fórmula química média é $\text{Ca}_2(\text{Al}_{2.05}\text{Fe}^{+3}_{0.93})\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, calculada com base em 12,5 átomos de O.

Tabela 5. Análises representativas de minerais hidrotermais.

Mineral Alteração	Muscovita						Titanita 3		Epidoto					
	Incipiente		Clorítica	Sericítica			Incipiente		Clorítica		Propilítica			
SiO ₂	47.50	46.21	39.26	47.77	46.74	44.47	29.49	29.84	38.93	37.86	40.10	37.93	39.76	
TiO ₂	0.32	0.05	0.41	0.15	0.26	0.37	34.86	38.40	0.00	0.16	0.19	0.12	0.18	
Al ₂ O ₃	29.16	27.88	21.72	27.23	29.48	29.03	1.28	1.43	25.38	23.44	17.70	23.40	23.52	
FeO(t)	4.11	4.85	4.08	3.54	3.39	4.37	1.58	1.76	10.56	12.23	13.76	12.36	11.91	
MnO	0.03	0.19	0.07	0.05	0.00	0.07	0.18	0.01	0.00	0.35	0.19	1.08	0.11	
MgO	1.97	1.90	3.84	1.96	1.80	1.98	0.00	0.00	0.06	0.06	3.33	0.12	0.02	
BaO	0.11	0.21	0.00	0.28	0.21	0.20	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.00	1.82	0.16	0.03	0.03	0.03	27.86	26.21	23.14	22.01	20.65	21.87	21.83	
K ₂ O	0.12	0.22	0.12	0.15	0.18	0.15	0.04	0.00	0.01	0.05	0.07	0.00	0.26	
Na ₂ O	10.17	9.23	8.37	10.18	9.66	10.53	0.10	0.01	0.09	0.02	0.09	0.00	0.12	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
La ₂ O ₃	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	
Ce ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Yb ₂ O ₃	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	
Nb ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.61	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	93.51	92.58	78.06	91.34	91.78	91.20	99.66	99.51	98.17	96.18	96.08	96.88	97.69	

De acordo com a zona hidrotermal, minerais cogenéticos e paragênese, cinco variedades de clorita foram identificadas no depósito Santa Helena (Tabela 6). A *clorita 1* é resultado da desestabilização da biotita durante o metassomatismo incipiente no granito Santa Helena. A *clorita 2* formou-se durante a alteração tardi-magmática do anfibólio magmático do dique máfico. Ocorre nas bordas dos cristais de anfibólio nos diques máficos. A *clorita 3* formou-se durante a alteração sericítica do granito. Ocorre associada a muscovita, quartzo e epidoto. A *clorita 4* é gerada durante a alteração clorítica do dique máfico, ocorre em zonas de intensa cloritização associada a pirita, quartzo, muscovita, ilmenita e magnetita. A *clorita 5* ocorre associada a alteração propilítica, em paragênese com epidoto e carbonato.

A fórmula química dos tipos de clorita foi calculada com base em 28 átomos de oxigênio e está apresentada abaixo para os diferentes tipos de clorita: *clorita 1* - $(\text{Fe}_{3.9}\text{Mg}_{5.3}\text{Al}_{2.2}\text{Mn}_{0.1})(\text{Si}_{6.0}\text{Al}_{1.9})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$; *clorita 2* - $(\text{Fe}_{2.7}\text{Mg}_{6.4}\text{Al}_{2.4}\text{Mn}_{0.03})(\text{Si}_{6.2}\text{Al}_{1.7})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$; *clorita 3* - $(\text{Fe}_{4.2}\text{Mg}_{5.3}\text{Al}_{2.3}\text{Mn}_{0.07})(\text{Si}_{5.6}\text{Al}_{2.3})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$; *clorita 4* - $(\text{Fe}_{2.8}\text{Mg}_{6.2}\text{Al}_{2.5}\text{Mn}_{0.06})(\text{Si}_{5.7}\text{Al}_{2.2})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$; *clorita 5* - $(\text{Fe}_{3.9}\text{Mg}_{5.8}\text{Al}_{2.3}\text{Mn}_{0.1})(\text{Si}_{5.5}\text{Al}_{2.5})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$. Com base na classificação de Bayliss (1975; Bailey, 1980; 1988), os diferentes tipos de clorita classificam-se predominantemente como clinocloro. Entretanto, a *clorita 3*

possui composição que varia de clinoclóro a chamosita ($Fe/(Fe+Mg) = 0.31$ a 0.59) (Fig. 20 A).

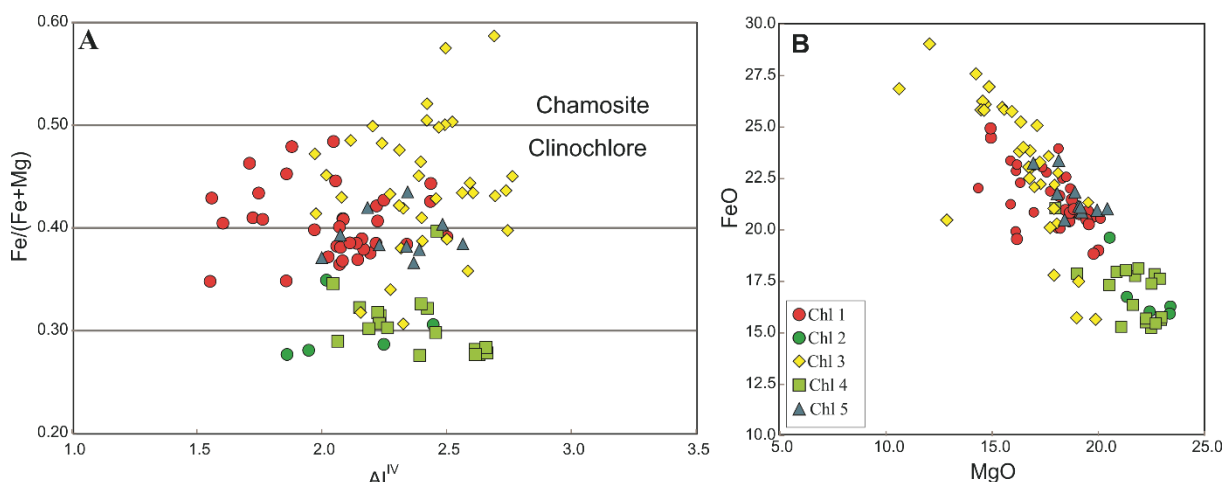


Fig. 20. Composição de diferentes grupos de clorita do depósito de Santa Helena. A. Diagrama de composição química Al^{IV} - $Fe/(Fe+Mg)$ de Bayliss (1975). B. Diagrama MgO - FeO , mostrando o amplo espectro composicional dos diferentes tipos de clorita identificados.

Os dados químicos indicam que a quantidade de MgO contida na clorita diminui e o FeO aumenta do estágio de alteração metassomática incipiente até a alteração sericitica. Em amostras do granito com menor grau de alteração hidrotermal, a clorita possui teores médios de MgO de 17.8% e de FeO de 21.5% (cloritas 1). A clorita 3 que ocorre em paragênese com a mineralização, mostra variações nos teores de MgO (10.6% a 19.9%) e de FeO (15.7% a 29.0%). A principal característica da clorita 2 e 4 são teores de MgO acima de 20%, superiores aos de FeO (Fig. 20B).

5.2.1. Geotermômetro da Clorita

O geotermômetro de Cathelineau (1998) foi aplicado aos tipos clorita do depósito Santa Helena, com a finalidade de complementar os dados microtermométricos. O método se baseia na proporção catiônica do alumínio tetraédrico (Al^{IV}) da clorita. A temperatura é calculada pela seguinte equação: $T(^{\circ}C) = 61,92 + 321,98 * (Al^{IV}/2)$. O estudo utilizou análises em microsonda das cinco gerações de clorita (Tabela 6).

As temperaturas médias obtidas são de $266^{\circ}C$ para clorita 1, resultantes da alteração da biotita do granito. A clorita 2, associada à alteração dos minerais ferromagnesianos nos diques andesíticos, apresentou temperatura média de $277^{\circ}C$. Associada à mineralização, a clorita 3 apresentou temperatura variando de 256 a $371^{\circ}C$ ($M=327^{\circ}C$), e clorita 4 temperaturas médias de $320^{\circ}C$ ($256^{\circ}C$ - $336^{\circ}C$). A clorita 5 apresentou temperatura média de $308^{\circ}C$.

Tabela 6. Resumo das análises de microsonda representativas e temperaturas calculadas de clorita no depósito.

Chlorite	Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	F	Cl	Total	Si ⁺³	Al ^{IV}	Ti ⁺⁴	Al ^{VI}	Fe ⁺ ₂	Mn ⁺²	Mg ⁺²	T°C
		wt%	apfu															
Chl 1	EDU04	26.5	0.0	19.0	20.1	0.7	18.1	0.1	0.0	84.7	5.7	2.3	0.0	2.4	3.6	0.1	5.8	315
	S16-169.4	28.8	0.1	16.5	22.0	0.5	18.7	0.1	0.0	87.0	6.0	2.0	0.0	2.1	3.9	0.1	5.8	255
	S16-120.4	25.5	0.1	18.2	21.5	0.6	18.8	0.1	0.0	84.8	5.5	2.5	0.0	2.1	3.9	0.1	6.0	341
	S16-177.4	27.7	0.2	17.9	21.0	1.1	18.8	0.0	0.0	87.0	5.8	2.2	0.0	2.2	3.7	0.2	5.9	295
	S16-83.55	27.8	0.0	17.3	24.9	1.1	14.9	0.1	0.0	86.7	6.0	2.0	0.0	2.3	4.5	0.2	4.8	268
Chl 2	S16-137.0	28.6	0.0	16.3	19.6	0.5	20.5	0.0	0.0	86.0	6.0	2.0	0.0	2.0	3.4	0.1	6.4	263
	S18-12.0	28.3	0.1	19.2	16.0	0.1	22.4	0.1	0.0	86.4	5.8	2.2	0.0	2.4	2.7	0.0	6.8	300
		30.3	0.0	17.5	16.3	0.2	23.4	0.2	0.0	88.0	6.1	1.9	0.0	2.2	2.7	0.0	7.0	252
Chl 3	EDU02	28.0	0.0	15.7	22.8	0.2	18.1	0.1	0.0	85.1	6.0	2.0	0.0	2.0	4.1	0.0	5.8	256
	S11-44.25	27.3	0.1	18.5	26.1	0.7	14.7	0.0	0.0	87.6	5.8	2.2	0.0	2.4	4.6	0.1	4.7	293
	EDU06	28.6	0.0	16.8	25.1	0.3	17.1	0.1	0.0	88.1	6.0	2.0	0.0	2.1	4.4	0.1	5.3	263
	S07-67.70	25.8	0.1	18.5	27.6	1.0	14.2	0.1	0.0	87.3	5.6	2.4	0.0	2.3	5.0	0.2	4.6	328
	S07-71.15	25.9	0.1	19.5	25.8	1.6	14.6	0.0	0.0	87.5	5.5	2.5	0.0	2.4	4.6	0.3	4.7	336
Chl 4	EDU03	27.4	0.2	21.0	17.3	0.5	20.5	0.0	0.0	86.9	5.6	2.4	0.0	2.6	2.9	0.1	6.2	328
	S16-108.65	28.2	0.0	17.8	17.9	0.3	22.7	0.1	0.0	87.1	5.8	2.2	0.0	2.1	3.1	0.1	6.9	297
	S07-64.20	28.1	0.1	21.1	15.2	0.4	22.5	0.0	0.0	87.6	5.6	2.4	0.0	2.6	2.5	0.1	6.7	323
	S18-145.45	26.4	0.2	20.1	21.1	0.5	18.0	0.0	0.0	86.4	5.5	2.5	0.0	2.5	3.7	0.1	5.6	335
Chl 5	S16-64.23	28.2	0.2	16.7	21.8	0.6	18.9	0.0	0.0	86.7	5.9	2.1	0.0	2.1	3.8	0.1	5.9	272
	S16-64.23	27.4	0.1	17.6	21.2	0.7	19.1	0.0	0.0	86.2	5.8	2.2	0.0	2.1	3.7	0.1	6.0	297
		27.5	0.1	18.7	21.0	0.4	20.4	0.0	0.0	88.5	5.6	2.4	0.0	2.2	3.6	0.1	6.2	319
S16-108.1	26.6	0.0	18.5	20.9	0.5	19.2	0.1	0.0	85.9	5.6	2.4	0.0	2.2	3.7	0.1	6.1	323	

5.3. Geoquímica de rochas alteradas e mobilidade de elementos

Foram analisadas amostras das principais alterações hidrotermais (Tabela 2). Amostras do granito de fácies 1 pouco a moderadamente alterado (EDU-04; SED11-38.60). Amostras do granito com intensa alteração sericítica (EDU-01), e do dique máfico com forte alteração clorítica (EDU-03) e propilítica (SED16-110.20).

No granito de fácies 1 como pouca a moderada alteração os produtos hidrotermais constiuem cerca de 10 a 20% da rocha. A variação composicional das amostras com o granito preservado é pouco significativa, reflete basicamente nas diferenças das proporções modais dos minerais. Geoquimicamente, apresenta leve aumento de K₂O e diminuição de CaO, provavelmente relacionada ao consumo do oligoclásio magmático e cristalização do microclínio. O padrão de distribuição dos elementos traços é muito similar ao granito mais preservado.

Associada à mineralização, a amostra do granito com intensa alteração sericítica apresenta conteúdo estimado de 60 % de minerais hidrotermais. A rocha é composta essencialmente por muscovita, quartzo e pirita, com alguns cristais reliquias de microclínio e quartzo. A alteração é caracterizada pelo aumento de K₂O (5.09%) e diminuição de Na₂O (1.96%) e CaO (0.32%). Comparada ao granito pouco alterado, exhibe enriquecimento em Rb e empobrecimento em Ba, Sr, Zr, Nd, Sm e Eu. O padrão de distribuição ETR é similar ao granito Santa Helena, exhibe padrão de fracionamento moderado dos ETRL em relação aos ETRP com anomalia negativa do Eu (Fig. 21A).

A amostra é enriquecida em Cu, Bi e Te (504 ppm, 2.7 ppm e 1.25 ppm) em relação ao granito (em média, 27.6 ppm, 0.1 ppm e 0.1 ppm).

A amostra EDU-03 representa a zona de intensa cloritização, os produtos hidrotermais constiuem de 80 a 90% da rocha. A rocha é composta por clorita, muscovita, plagioclásio, pirita, quartzo e illmenita. A alteração clorítica do dique máfico é caracterizada por forte enriquecimento de MgO e empobrecimento de CaO e Na₂O, devido provavelmente a substituição do anfibólio ígneo por clorita. Evidenciado pela composição da clorita nessa zona de alteração (clorita 4) e no dique pouco alterado (clorita 2) que apresentam teor maior de MgO quando comparados a clorita nas demais alterações no granito (Fig. 20). A rocha apresenta ainda moderado aumento de K₂O e SiO₂, interpretado como resultado da substituição de plagioclásio ígneo por sericita. Normalizados ao condrito mostra baixo conteúdo de ETR ($\Sigma\text{TR} = 82.86$; Fig. 21B). Nota-se ainda o enriquecimento em Li, Ni e Zn (70 ppm, 105 ppm, 222 ppm) em relação ao dique máfico preservado (15 ppm, 40 ppm, 119 ppm).

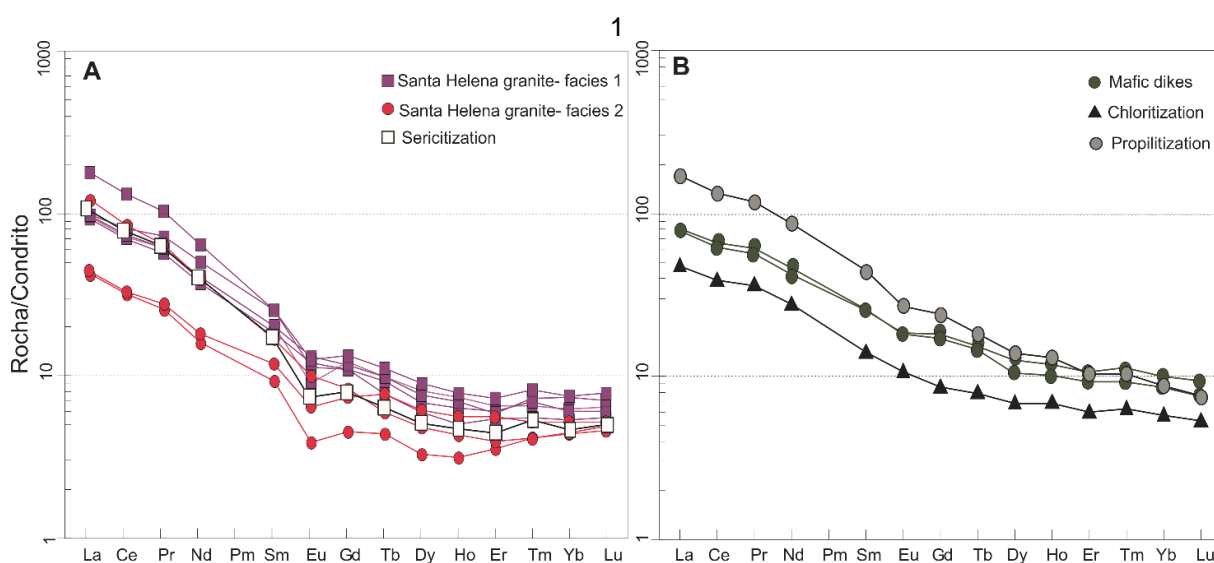


Fig. 21. Padrões de distribuição dos elementos terras raras referentes a amostras alteradas normalizadas ao condrito (Nakamura 1974). A. As amostras de granito sericitizado. B. Amostras resultadas de alteração clorítica (triângulo) e clorítica + propilitica (circulo) do dique máfico.

Na amostra representativa da alteração propilitica, a alteração ocorre como vênulas (cerca de 15% da rocha) cortando o dique máfico moderadamente alterado (cloritização). É formada pela paragênese mineral epidoto + clorita + albita + calcita + allanita ± actinolita ± apatita ± quartzo ± pirita ± calcopirita. Comparado com o amostra dique máfico clortizado nota-se o enriquecimento em CaO, além de Na₂O, Ti₂O, MgO e Fe₂O₃. A alteração é marcada por maiores concentrações de Ba, Li, Ni e Zn

(40 ppm, 150 ppm, 196 ppm), pelo aumento dos ETR ($\Sigma\text{ETR} = 268.55$) e leve anomalia negativa de Eu (Fig.20B).

No estudo de mobilidade de elementos durante os processos hidrotermais foi aplicado o método da isócona de Grant (1986), o qual é utilizado para avaliar as mudanças químicas entre as rochas alteradas e seus correspondentes protólitos (Fig. 22). Foram selecionadas duas amostras da alteração sericítica do granito (EDU-01) e alteração clorítica do dique máfico (EDU-03). Os ganhos e perdas dos elementos foram calculados seguindo a fórmula: $\Delta C = (C^F_{\text{imóvel}}/C^A_{\text{imóvel}}) \cdot C^A - C^F$, onde C^F refere-se a concentração na rocha não alterada e C^A , na rocha alterada. ΔC corresponde ao ganho ou perda de elemento (Tabela 7). Dentre Al_2O_3 , TiO_2 e Zr, normalmente considerados componentes de pouca mobilidade, o Al_2O_3 foi escolhido como o elemento de referência mais imóvel durante a construção das isóconas. Os dados químicos da amostra representativa a alteração sericítica foram comparados com a composição do granito Santa Helena de fácies 1 (SED16-120.60). A amostra da alteração clorítica foi comparada com o dique máfico (SED16-137.00).

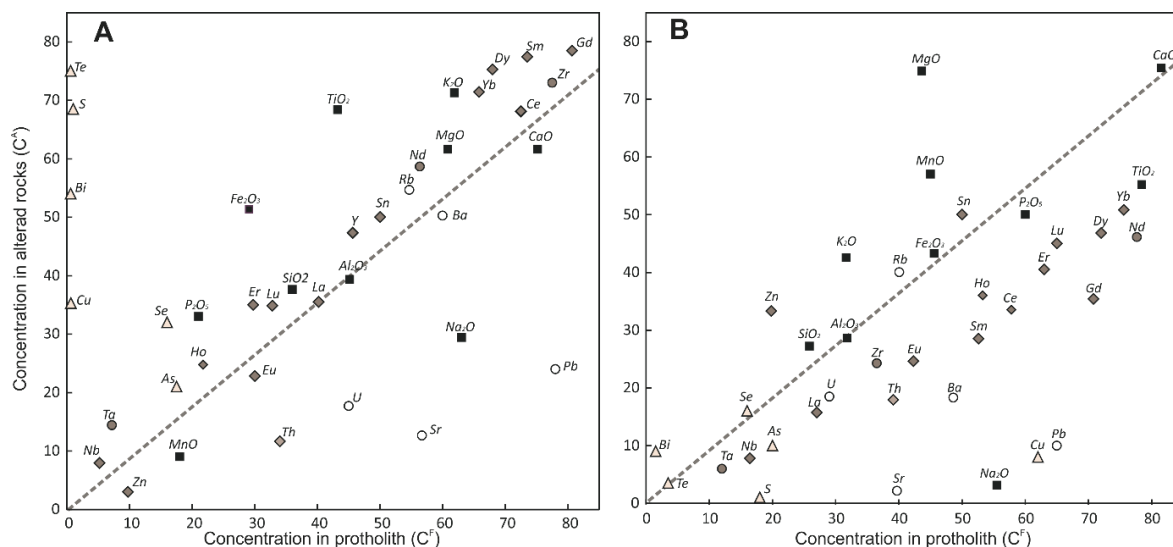


Fig. 22. Diagrama de isócrona mostra relação da rocha alterada e protólito. (A) Sericitização e (B) Cloritização, e seus respectivos protólitos. As linhas tracejadas são isóconas, definidas pela relação constante dos elementos móveis, elementos acima das linhas são enriquecidos, e os abaixo são empobrecidos na rocha alterada.

Na alteração sericítica do granito, as simulações de perdas e ganhos de componentes indicam ganhos em SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 e P_2O_5 e perdas em Na_2O , CaO e MnO (Fig. 22 A). Além dos elementos maiores, o Yb, Nb, Ta, Rb, Cu, Bi, S e Te mostram ganho de massa durante a sericitização. Elementos como Sr, Pb, Zn são empobrecidos. A sericitização envolve essencialmente a alteração dos feldspatos, que levam a perdas de K, Na, Ca e Si. A perda de Na e Ca é devido consumo do

plagioclásio. O ganho de K e Si são devido ao reaproveitamento desses elementos na formação da muscovita e quartzo. O ganho em Rb ocorre provavelmente, devido a sua preferência na substituição do K na estrutura da muscovita, e perda do Sr em resposta ao consumo de feldspato ígneo.

O diagrama de isócrona da alteração clorítica no dique máfico mostra ganhos em MgO, K₂O, SiO₂, MnO, enquanto a perda de Na₂O, CaO e ETR são marcantes nessa alteração. Elementos como Al, Fe, Rb e Sn se encontram alinhados a isócrona sugerindo comportamento imóvel. O ganho de Mg e K se deve pela formação da clorita e muscovita, respectivamente, assim como a perda de Ca e Na são devido ao consumo do anfibólio e plagioclásio ígneo (Fig. 22 B).

Tabela 7. Ganhos e perdas calculadas para diferentes alterações hidrotermais.

	Granito	Sericitização	Ganhos e perdas (%)	Dique máfico	Cloritização	Ganhos e perdas (%)
SiO ₂	72.00	75.20	3.67	51.70	54.40	3.00
TiO ₂	0.24	0.38	0.16	0.98	0.69	-0.32
Al ₂ O ₃	14.10	12.30	-2.06	15.90	14.30	-1.78
Fe ₂ O ₃	1.94	3.42	1.70	9.12	8.65	-0.52
MnO	0.06	0.03	-0.03	0.15	0.19	0.04
MgO	0.76	0.77	0.01	5.45	9.36	4.35
CaO	1.67	0.32	-1.55	6.66	2.32	-4.83
Na ₂ O	4.20	1.96	-2.57	3.70	0.21	-3.88
K ₂ O	4.42	5.09	0.77	2.26	3.04	0.87
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.05	0.30	0.25	-0.06
Zn	65.00	20.00	-51.59	132.00	222.00	100.07
Rb	84.10	127.00	49.18	80.10	105.50	28.24
Ba	1200.00	1005.00	-223.54	972.00	366.00	-673.80
Sr	378.00	84.40	-336.57	794.00	43.60	-834.36
Cu	9.00	504.00	567.44	62.00	8.00	-60.04
Th	34.00	11.65	-25.62	3.91	1.79	-2.36
Ta	0.60	1.20	0.69	0.60	0.30	-0.33
Nb	6.50	9.90	3.90	8.20	3.90	-4.78
Y	8.30	8.60	0.34	19.00	11.50	-8.34
Zr	155.00	146.00	-10.32	146.00	97.00	-54.48
Sn	1.00	1.00	0.00	1.00	1.00	0.00
La	40.20	35.50	-5.39	27.00	15.70	-12.56
Ce	72.50	68.10	-5.04	57.80	33.50	-27.02
Nd	24.50	25.50	1.15	29.30	17.40	-13.23
Sm	3.34	3.52	0.21	5.26	2.85	-2.68
Eu	0.75	0.57	-0.21	1.41	0.82	-0.66
Gd	2.24	2.18	-0.07	4.72	2.36	-2.62
Dy	1.58	1.75	0.19	3.60	2.34	-1.40
Ho	0.29	0.33	0.05	0.71	0.48	-0.26
Er	0.85	1.00	0.17	2.10	1.35	-0.83
Yb	0.94	1.02	0.09	1.89	1.27	-0.69
Lu	0.16	0.17	0.01	0.26	0.18	-0.09
U	9.00	3.54	-6.26	1.16	0.74	-0.47
As	0.50	0.60	0.11	0.40	0.20	-0.22
Bi	0.03	2.70	3.06	0.01	0.06	0.06
Se	0.20	0.40	0.23	0.20	0.20	0.00
Te	0.01	1.25	1.42	0.01	0.01	0.00
S	0.02	1.37	1.55	0.18	0.01	-0.19
Pb	26.00	8.00	-20.63	13.00	2.00	-12.23

5.4. Mineralização

A mineralização de ouro no depósito Santa Helena ocorre em uma zona de silicificação, alojada em fratura de direção preferencial N25-30E, com comprimento médio de 450 m, aproximadamente. A zona mineralizada é envelopada por uma zona de alteração sericítica e/ou clorítica pervasiva de 0.3 a 1.5 m de espessura. Ocorre próxima e na fratura principal e é caracterizada por possuir cor preta a verde escura, correspondente a uma zona de silicificação, composta por quartzo, sericita e pirita (Fig. 23 A-C).

Os cristais de quartzo exibem formas irregulares e tamanhos variados, apresentam extinção ondulante, contatos lobulados e recristalização, o que indica deformação cataclástica a milonítica de baixo grau (Passchier & Trouw, 2005). A muscovita e clorita geralmente aparecem como venulações preenchendo fissuras ou como cristais disseminados coexistindo com quartzo.

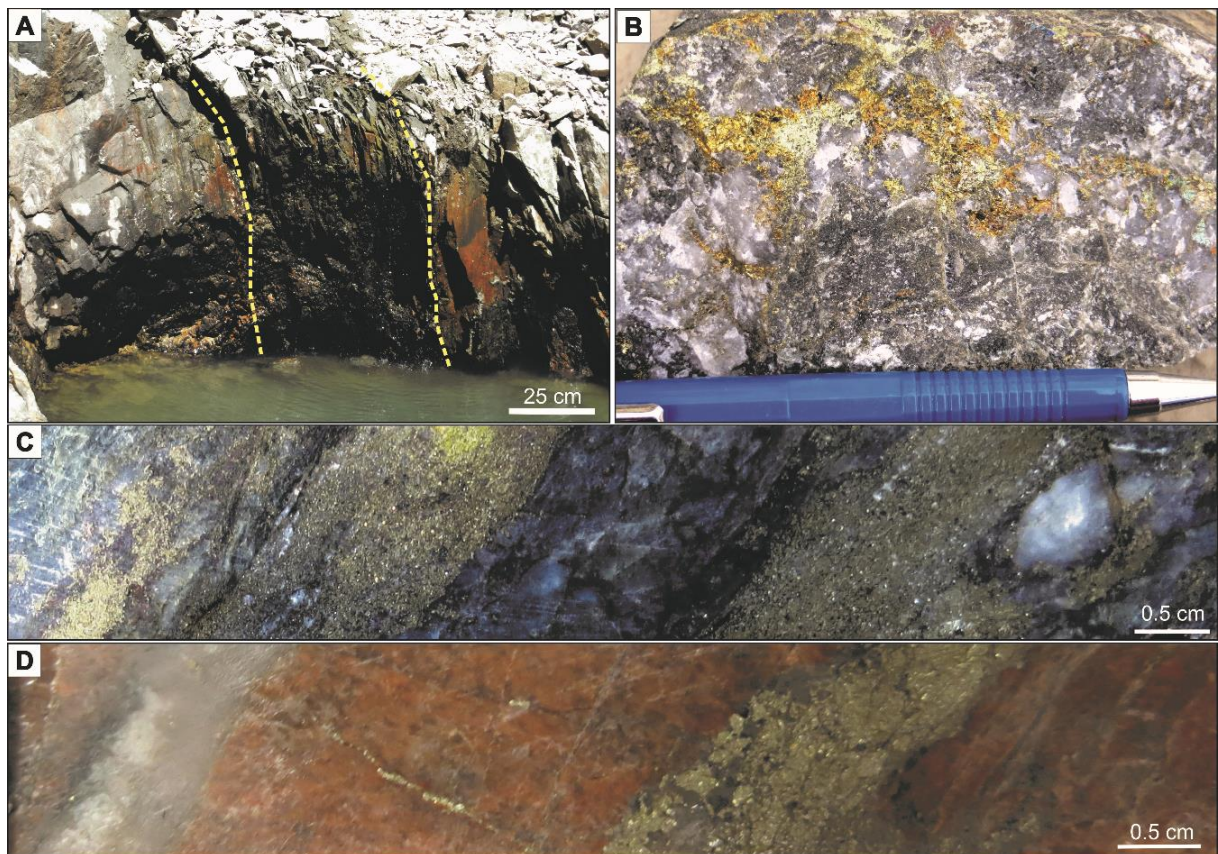


Fig. 233. A. Foto mostrando a zona mineralizada associada a uma zona de intensa alteração clorítica. B. Fotos da rocha mineralizada, formada por quartzo, pirita, calcopirita, muscovita e clorita. C. Zona de silicificação, formada essencialmente por quartzo e pirita contendo ouro. D. Granito sericitizado cortado por veios e vênulas de quartzo e sulfeto.

Veios e vênulas de quartzo-sulfeto hospedados no granito alterado correspondem a um halo de alteração sericítica de 2 a 10 m de espessura, próximo

ao veio contendo a mineralização de ouro (Fig. 23 D). Nessa zona de alteração o granito é afetado por intenso faturamento acompanhado por forte sericitização. Essas vênulas são compostas essencialmente por quartzo e pirita, e subordinadamente, calcopirita e sulfossais.

A pirita é o sulfeto mais comum. Os cristais são euédricos a subédricos e ocorrem disseminados na rocha, em zonas silicificadas, veios e vênulas. Na zona mineralizada, a pirita ocorre em paragênese com calcopirita e pequenas quantidades de magnetita, esfalerita e galena. A composição da pirita e da calcopirita é próxima da estequiométrica (Tabela 9).

No depósito, o ouro, e raramente *electrum*, ocorre principalmente como inclusões globulares em cristais de pirita e, de forma mais restrita, incluso na magnetita ou na forma livre (Fig.24 B-C). Essa geração é interpretada como a primeira geração de ouro (Au I). O ouro é encontrado também preenchendo fraturas na pirita, de forma arredondada e euédricos (Fig.24 D-F), o qual é interpretado como a segunda geração de ouro (Au II). O ouro apresenta razões Au/Ag de 2.0 - 14.3 e 2.0 - 3.9, e composição do *electrum* é expressa pela fórmula $Au_{0.41-0.44}Ag_{0.63-0.67}$ e $Au_{0.38}Ag_{0.76}$, respectivamente relativos ao Au I e Au II (Tabela 8).

Minerais de bismuto ocorrem associados à mineralização, geralmente inclusos e/ou preenchendo fraturas na pirita, como misturas na borda de cristais de calcopirita (Fig 24 H) e, por vezes, disseminados na rocha (Fig 24 G). Análises de microsonda eletrônica permitiram identificar alguns minerais (Tabela 9): bismuto nativo, bismutinita (Bi_2S_3), shimerita ($Ag_{3.0}Pb_{3.4}Bi_{9.7}S_{17.5}$), cupravitona ($Ag_{0.8}Pb_{0.7}Cu_{2.7}Bi_{5.1}S_{10.3}$), mummeita ($Ag_{2.9}Pb_{1.0}Cu_{1.0}Bi_{5.6}S_{10.4}$) e matilda ($AgBiS_2$). Hessita Ag_2Te está relacionada com ouro e calcopirita e ocorre em fratura na pirita (Fig. 24 F). Apresenta composição correspondente à fórmula estequiométrica.

Tabela 8. Análises químicas de ouro.

No.	Amostra	Fe	S	Bi	Ag	Au	Total	Au/Ag	Fórmula	Mineral	Ocorrência
1	S07-64.60	1.1	0.4	-	3.6	93.8	99	14.3	Au	ouro	incluso na py
4	S16-155.3	0.9	-	1	5.6	85.2	93.7	8.3	Au	ouro	incluso na mag
3	S16-155.3	1	-	0.6	6.7	86	95	7.0	Au	ouro	incluso na py
2	S11-47.65	0.7	-	-	12.2	86.2	99	3.9	Au	ouro	faturas na py
6	S11-44.25	0.4	0.1	0.5	14	75.5	91	3.0	Au	ouro	incluso na py
5	S11-47.65	1.1	0.1	-	15.6	84	101	2.9	Au	ouro	faturas na py
8	S16-155.3	1.1	0.4	0.9	18.3	74	96	2.2	Au	ouro	incluso na py
9	S07-65.82	0.9	0.3	0.5	18.8	68.3	90	2.0	Au	ouro	incluso em qtz
7	S07-65.82	0.7	0.2	0.7	20.3	74.8	98	2.0	$Au_{0.38}Ag_{0.76}$	<i>electrum</i>	faturas na py
11	S07-71.15	0.6	0.2	0.5	21.5	65.6	89	1.7	$Au_{0.4}Ag_{0.67}$	<i>electrum</i>	incluso na py
10	EDU 06	1.1	0.4	0.6	22.2	65.9	91	1.6	$Au_{0.41}Ag_{0.67}$	<i>electrum</i>	incluso na py
12	S07-71.15	0.2	0.2	0.3	23.5	61.6	86	1.4	$Au_{0.44}Ag_{0.63}$	<i>electrum</i>	incluso no qtz

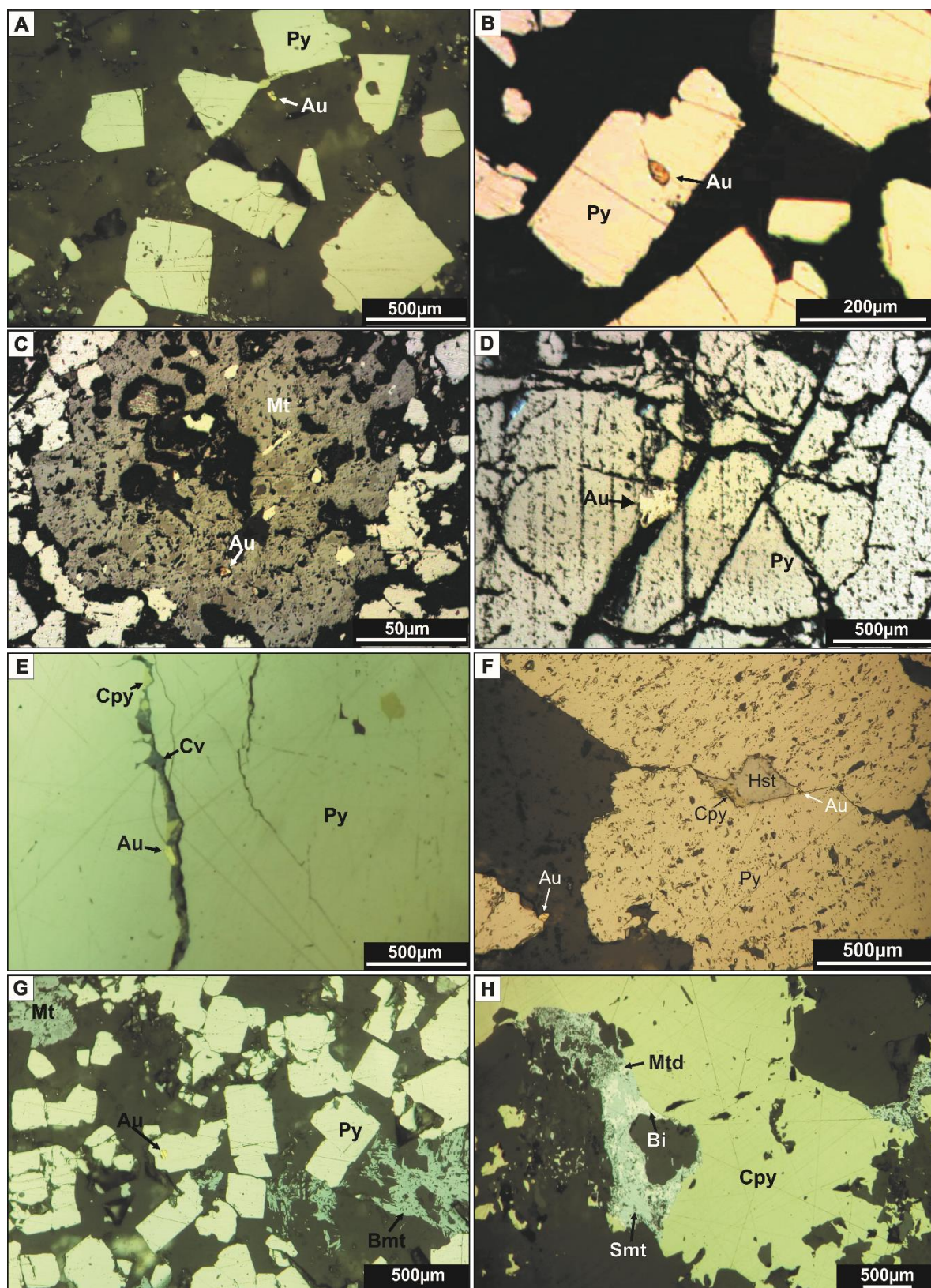


Fig. 244. Fotomicrografias de luz refletida de amostras mineralizadas. A. Ouro incluído em quartzo. B. Ouro incluído na pirita. C. Ouro incluído na magnetita. D. Ouro preenchendo fratura na pirita. E. Ouro, calcopirita e covelita preenchendo fratura na pirita. F. Ouro associado a hessita e calcopirita em fratura na pirita. G. Associação contendo pirita, com inclusão de ouro, magnetita e bismutinita. H. Bismuto nativo (parte branca), matildite e shirmerita (parte cinza claro) na borda de cristal de calcopirita. Py = pirita. Au = ouro. Cpy = calcopirita. Mt = magnetita. Cv = covelita. *Mtd* matildite, *Bi* bismuto nativo, *Smt* shirmerita.

Tabela 9. Análises químicas de sulfetos, sulfossais e teluretos.

No.	Amostra	Se	Fe	Cu	S	Pb	Bi	Te	Ag	Total	Formula	Mineral	Sigla
1	SED07-64,60	0.0	46.0	0.1	54.3	0.4	0.0	0.0	0.0	101.0	FeS ₂	Pirita	py
2	SED18-110,80	0.0	45.5	0.0	52.9	0.1	0.0	0.0	0.0	98.8	FeS ₂	Pirita	py
3	SED18-86,46	0.0	46.2	0.0	53.1	0.1	0.0	0.0	0.0	99.5	FeS ₂	Pirita	py
4	SED07-71,15	0.0	29.0	34.9	34.2	0.2	0.0	0.0	0.0	98.4	CuFeS ₂	Calcopirita	cpy
5	SED07-65,82	0.0	30.2	35.0	35.3	0.2	0.0	0.0	0.0	100.8	CuFeS ₂	Calcopirita	cpy
6	SED07-71,15	0.0	0.0	0.1	0.4	0.4	97.1	0.0	0.1	98.5	Bi _{0,93}	Bi nativo	Bi
7	SED07-71,15	0.1	0.1	0.2	0.3	1.3	96.0	0.0	0.2	98.7	Bi _{0,93}	Bi nativo	Bi
8	SED07-71,15	0.0	0.0	1.5	18.3	3.8	75.1	0.0	0.0	99.1	Bi _{2,2} S _{3,4}	Bismutinita	bmt
9	SED16-155,3	0.2	0.0	0.0	17.4	3.7	74.0	0.1	1.1	96.9	Bi _{2,1} S _{3,3}	Bismutinita	bmt
10	SED16-155,3	0.1	0.3	2.7	17.0	4.3	68.6	0.3	0.3	94.0	Bi _{2,0} S _{3,2}	Bismutinita	bmt
12	SED16-155,3	0.5	0.2	9.4	18.3	7.9	59.2	0.1	4.6	100.4	Ag _{0,8} Pb _{0,7} Cu _{2,7} Bi _{5,1} S _{10,3}	Cupravitone	cpv
15	SED16-155,3	0.5	1.2	7.0	17.5	7.0	55.1	0.1	7.9	96.8	Ag _{1,4} Pb _{0,6} Cu _{2,1} Bi _{5,0} S _{10,4}	Cupravitone	cpv
16	SED07-71,15	0.2	0.0	3.0	15.9	10.1	55.9	0.0	14.8	100.4	Ag _{2,9} Pb _{1,0} Cu _{1,0} Bi _{5,6} S _{10,4}	Mummeite (?)	mmt
17	SED07-71,15	0.2	0.0	0.4	15.3	21.1	56.0	0.1	7.8	101.3	Ag _{2,7} Pb _{3,9} Bi _{10,2} S _{18,2}	Shirmerite	smt
18	SED07-71,15	0.2	0.1	1.2	14.7	18.9	53.9	0.0	8.3	97.7	Ag _{2,9} Pb _{3,5} Bi _{9,8} S _{17,4}	Shirmerite	smt
20	SED07-71,15	0.4	0.0	0.5	14.8	18.7	53.1	0.0	8.7	96.7	Ag _{3,0} Pb _{3,4} Bi _{9,7} S _{17,5}	Shirmerite	smt
21	SED07-71,15	1.8	0.0	0.3	14.3	0.3	52.9	0.1	26.9	97.3	Ag _{1,0} Bi _{1,0} S _{1,8}	Matildite	mtd
22	SED07-65,82	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	36.1	58.1	94.7	Ag _{2,2} Te _{1,1}	Hessita	hst
23	SED07-65,82	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	36.0	57.1	93.7	Ag _{2,1} Te _{1,1}	Hessita	hst

6. Inclusões fluidas

O estudo de inclusões fluidas no depósito Santa Helena teve por objetivo principal a caracterização dos fluidos geneticamente associados ao depósito e a avaliação das possíveis fontes dos fluidos mineralizantes, em particular o grau de envolvimento de fluidos de derivação magmática e sua possível interação com outros tipos de fluidos. Foram analisadas inclusões fluidas isoladas e em grupamentos/alinhas, em grãos de quartzo que estão em equilíbrio com a paragenese hidrotermal mineralizada, associada às fases de alteração clorítica e sericitica, em setores com teores médios de 2.28 g/t a 14.44 g/t de Au. Para o estudo, foram confeccionadas quatro lâminas bipoladas de amostras mineralizadas (Tabela 10), contendo pirita portadora de ouro.

Tabela 10. Resumo das amostras selecionadas para o estudo de inclusões fluidas e teores de ouro.

Amostra	EDU06	SED07-65.82	SED16-155.30	SED11-47.6
Tipo	Zona mineralizada	Zona mineralizada	zona silicificada	Vênula sulfetada
Alteração	Clorítica	Clorítica	Clorítica	Sericitica
Encaixante	Dique alterado	Dique/granito	Dique/granito	Granito
Paragenese	qtz. msc. clo. py. cpy	qtz. clo. py. Cpy, hst, bmt	qtz. clo. py. cpy. mag. bmt, cpv	qtz. msc. py. cpy. bmt
Au ppm (intervalo)	-	3.37 g/t (64.5-72.6 m)	14.44 g/t (154.6-156 m)	2.28 g/t (43.9-50.2 m)
Tipo Au (Au/Ag)	Au I (1.6)	Au I e Au II (2.0)	Au I (2 - 8)	Au I e Au II (2.9 - 3.9)
T (°C) clorita	263-344 (M=317)	256-383 (M=346)	285-313 (M=301)	293-334 (M=311)

Abreviações: qtz - quartzo, msc - muscovita; clo - clorita; py - pirita; cpy - calcopirita, mag - magnetita; Bi - bismuto nativo, hst - hessita; bmt - bismutinita; cpv - cupravitone; smt - shirmerite.

6.1. Tipos de inclusões fluidas

A classificação petrográfica das inclusões fluidas levou em consideração a cor, natureza, tamanho e proporções relativas das fases. As inclusões fluidas que ocorrem

de forma aleatória ou em grupos aleatórios distribuídos nos grãos de quartzo foram interpretadas como de origem primária, enquanto as inclusões alinhadas ao longo de microfraturas ou agrupadas foram designadas como secundárias, seguindo Shepherd et al. (1985). A microtermometria foi realizada principalmente em inclusões fluidas primárias, interpretadas como tendo sido aprisionadas durante o processo de mineralização. De acordo com a composição das fases em temperatura ambiente (25°C) e mudança durante o processo de resfriamento, quatro tipos de inclusões fluidas foram identificadas (Tabela 11).

As inclusões fluidas do **tipo 1** são primárias aquo-carbônicas, bifásicas ($L_{H_2O}+V_{CO_2}$) e trifásicas ($L_{H_2O}+L_{CO_2}+V_{CO_2}$) em temperatura ambiente, compostas por $H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$. Essas inclusões são subdivididas em dois sub-tipos, tipo 1a e 1b.

As inclusões do **tipo 1a** apresentam forma irregular, elipsoidais e arredondadas, com grau de preenchimento entre 0.5 a 0.9 (Fig 25 A). As temperaturas de congelamento dessas inclusões são entre -107°C a -102°C. A fusão do CO_2 sólido (T_{mCO_2}) ocorre entre -61.8°C a -56.7°C (Fig 26 F). A fusão do clatrato ($T_{m(cl)}$) ocorre entre 0.5°C a 9.8°C (Fig. 26 A). A salinidade, estimada com base na temperatura de fusão do clatrato (Diamond. 1992), varia de 1.7% a 15 wt% de NaCl eq. A homogeneização do CO_2 (T_{hCO_2}) ocorre entre 12.0°C e 32.8°C. A temperatura de homogeneização total ($T_{h(L)}$) situa-se entre 212.1°C e 409.5°C. A densidade varia de 0.46 e 0.85 g/cm³, com média de 0.7 g/cm³, usando $T_{h(CO_2)}$ (Shepherd et al. 1985).

Tabela 11. Dados de inclusões fluidas do depósito Santa Helena

Tipo de Inclusão	Características Petrográficas	Dados Microtermométricos	Modelo de Sistema
Tipo 1			
<i>Tipo 1a</i> (n=76)	Primárias, bifásicas e trifásicas; elipsoidais, irregular e arredondadas; incolor a cinza escuro; Vg de 0.5 a 0.9	T_{mCO_2} = -61.8 a -56.7°C $T_{m(cl)}$ = 0.5 a 9.8°C T_{hCO_2} = 12.0 a 32.8°C $T_{h(L)}$ = 212.2 a 409.5°C	$H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$
<i>Tipo 1b</i> (n=22)	Primárias, bifásicas; elipsoidais, arredondadas e regulares; escuras; Vg de 0.6 a 0.95	T_{mCO_2} = -61.2 a -57.0°C $T_{m(cl)}$ = -9.4 a -0.5°C T_{hCO_2} = 12.1 a 32.5°C $T_{h(L)}$ = 126.2 a 278.5°C	
Tipo 2 (n=38)	Primárias, bifásicas; ovóide e elipsoidal, incolores a cinza claro; Vg de 0.4 a 0.8	$T_{m(ice)}$ = -12.0 a -0.6°C $T_{h(L)}$ = 112.3 a 279.7°C	$H_2O-NaCl$
Tipo 3	Monofásicas e bifásicas; elipsoidais e arredondadas	T_{mCO_2} = -60.9 a -57.0°C T_{hCO_2} = 9 a 30.4°C	$CO_2(\pm N_2 \pm CH_4)$

As inclusões do **tipo 1b** possuem forma elipsoidais e arredondadas, com grau de preenchimento entre 0.6 a 0.95 (Fig. 25 B-D). As temperaturas de congelamento dessas inclusões são entre -110°C a -94°C. A fusão do CO_2 sólido (T_{mCO_2}) ocorre entre

-61.2°C e -57.0°C. A fusão do clatrato ($T_{m(cl)}$) ocorre entre -9.4°C a -0.5°C (Fig. 26 B) e a salinidade varia de 16.2% a 22.7 wt% de NaCl eq. A homogeneização do CO₂ (T_{hCO_2}) ocorre entre 12.1°C e 28.7°C, e a densidade situa-se entre 0.64 e 0.85 g/cm³. A homogeneização total ocorre entre 126.2°C e 278.5°C.

O **tipo 2** é representado por inclusões aquosas bifásicas (L+V) primárias em temperatura ambiente, de composição estimada H₂O-NaCl. Apresentam forma ovóide e elipsoidal, são incolores a acinzentadas e possuem grau de preenchimento de 0.4 a 0.8 (Fig 25 I-J). A fusão do gelo ($T_{m(ice)}$) ocorre entre -12.0 a -0.6°C (Fig. 26 C). A salinidade, calculada com base na $T_{m(ice)}$ para o sistema (Bodnar 2003), é de 1.1 a 16.0 wt% NaCl eq. A temperatura de homogeneização total varia de 118.3°C a 279.7°C. A densidade varia de 0.81 a 0.97 g/cm³, obtida com base nos valores de salinidade e $T_{h(L)}$, pela seguinte equação definida por Bodnar (2003) : dP/dT (°C) = $as + bs*Th + cs*Th^2$.

A figura 26 G compara a salinidade e temperatura de homogeneização dos tipos de inclusões fluidas 1a, 1b e 2, mostra salinidades similares entre o tipo 1a e 2, e temperatura de homogeneização mais alta no tipo 1a, no entanto, o tipo 1b difere por apresentar salinidade mais alta que as demais.

O **tipo 3** corresponde a inclusões carbônicas monofásicas (L) ou bifásicas (L+V). Apresenta temperaturas de fusão do CO₂ entre -57.0° C a -60.9° C e homogeneização do CO₂ de 9 °C a 30.4°C.

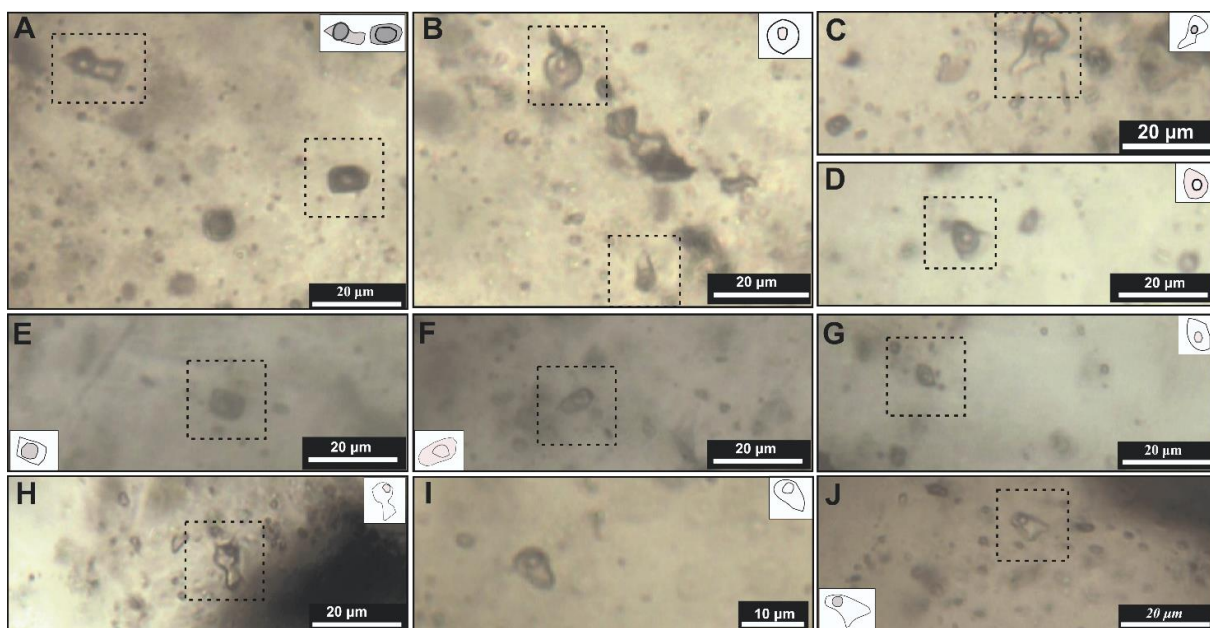


Fig. 25. Fotomicrografias mostrando os diferentes tipos de inclusões fluidas no depósito Santa Helena. Esboços das inclusões fluidas são mostrados no canto inferior esquerdo de cada fotografia. A. Inclusão fluida tipo 1a H₂O-CO₂-NaCl(CH₄) trifásica (esquerda) e bifásica (direita). B-D. Inclusões fluidas aquo-

carbônicas tipo 1a bifásicas. E-G. Inclusões fluidas tipo 1b H₂O-CO₂(CH₄)-NaCl bifásicas. I-J. Inclusões fluidas tipo-2 H₂O-NaCl bifásicas.

6.2. Interpretação dos dados de inclusões fluidas

Os dados mostram que os fluidos, provavelmente primários e responsáveis pela mineralização, são aquocarbônicos (H₂O - CO₂ - (CH₄) NaCl) e aquosos (H₂O - NaCl), com salinidade entre 0 e 20% em peso de NaCl_{eq.} e temperatura de homogeneização entre 250°C e 409 °C (Fig. 26). As temperaturas do eutético são importantes por indicarem a composição aproximada do fluido contido nas inclusões (Bodnar, 2003). Entretanto, neste estudo a temperatura da primeira fusão da fase aquosa não foi observada. Em estudos anteriores de inclusões fluidas, foram observadas temperatura do eutético entre -52°C e -48°C, o que sugere a presença de CaCl₂ no sistema (Silva & Abraam, 2005).

Os fluidos aquocarbônicos (tipo 1a) representam provavelmente a primeira fase de fluidos com temperaturas mais altas, e estão relacionados com deposição da primeira geração de ouro (Au I). As inclusões do tipo 1a são as mais abundantes nas amostras e apresentam maiores temperaturas de homogeneização (212°C - 409°C). Os fluidos aquocarbônicos de baixa temperatura (tipo 1b) e aquosos (tipo 2) representam a segunda fase de fluidos ligados a segunda geração de ouro (AuII). As inclusões tipo 1b e 2 apresentam temperaturas entre 126°C - 278°C e 112°C a-279°C, respectivamente. Esses dados são coerentes com contribuição magmática para a composição do fluido mineralizador, e mistura com água meteórica.

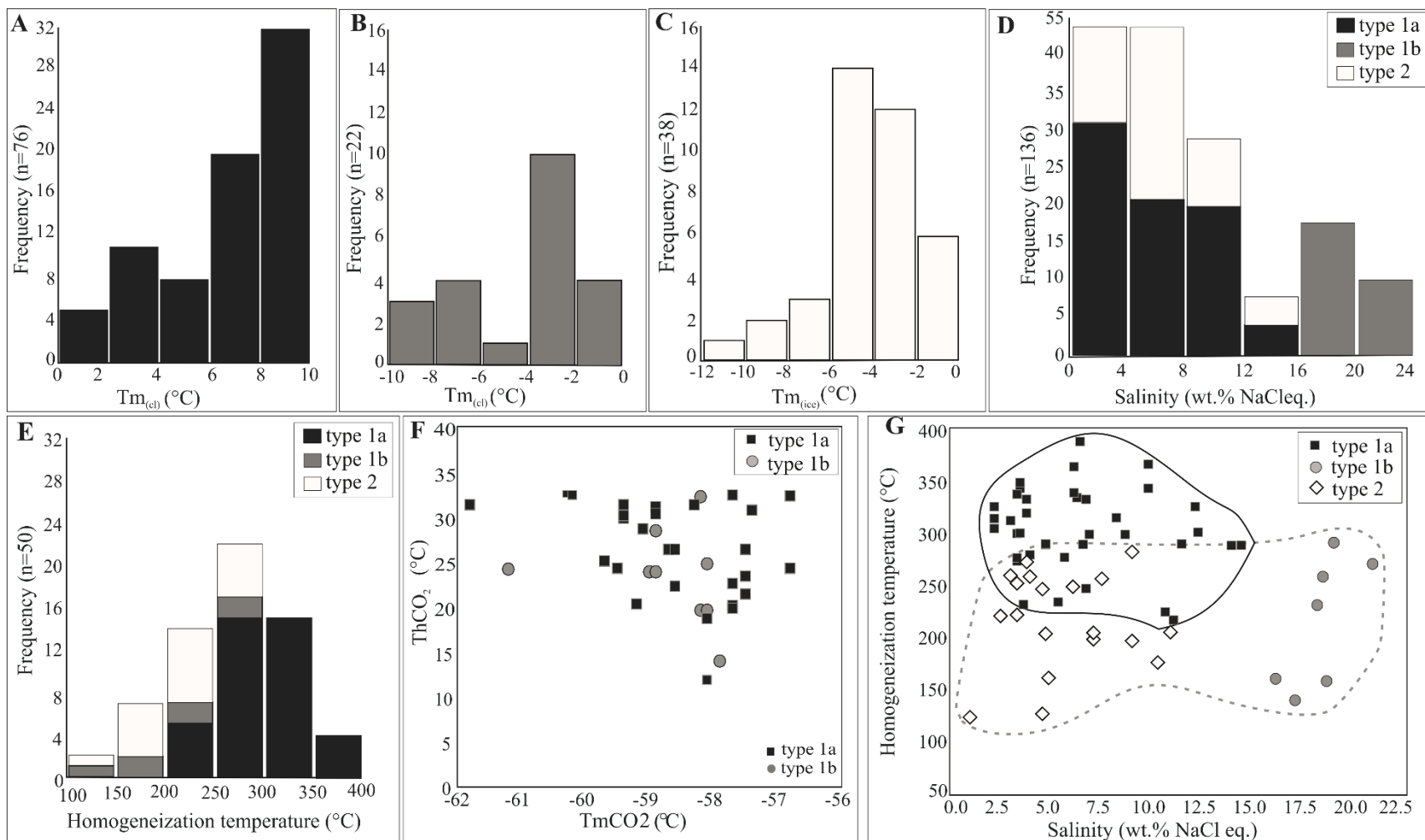


Fig. 26. A. Histograma de frequência com variação da temperatura de fusão do clatrato das inclusões fluidas tipo 1a. B. Histograma de frequência de temperatura de fusão do clatrato de inclusões tipo 1b. C. Histograma de frequência de temperatura de fusão do gelo de inclusões tipo 2. D. Histogramas de frequência de de salinidade das inclusões fluidas dos tipos 1a, 1b e 2. E. Histograma de frequência de temperatura de homogeneização das inclusões fluidas dos tipos 1a, 1b e 2. F. Temperatura de fusão do CO₂-(CH₄) (T_{mCO2}) vs. temperatura de homogeneização do CO₂-(CH₄) (T_{hCO2}) das inclusões aquo-carbônicas (tipo 1a e 1b). G. Salinidade vs. temperatura de homogeneização total de inclusões do tipo 1a, 1b e 2, primeira fase de fluido (linha escura) e segunda fase de fluidos (linha tracejada cinza).

7. Discussões

7.1. *Petrologia e contexto geológico e regional das rochas graníticas*

O depósito de ouro de Santa Helena encontra-se hospedado em biotita granitos, anteriormente descritos na literatura como pertencentes ao granito Nhandu (Silva & Abraam, 2005). Segundo Silva & Abraam (2005), granito Nhandu compreende rochas de natureza cálcio-alcálica, com idade de 1889 ± 17 Ma e 1879 ± 5.5 Ma (U-Pb em zircão, ICPMS-LA), idades modelos T_{DM} de 2.14 e 2.17 Ga e valores de ϵ_{Nd} de -0.91. Posteriormente, Paes de Barros (2007) individualizou esses granitos e os denominou de granito Santa Helena Antigo e Jovem, com idades de 1986 ± 6 Ma e 1967 ± 3 Ma (evaporação de Pb em zircão), respectivamente, e idades modelos T_{DM} de 2.4 e valores de ϵ_{Nd} de -3.4.

Os estudos petrográfico, de química mineral e de geoquímica realizados neste trabalho evidenciaram que os biotita granitos constituem uma típica associação de granitos cálcio-alcálicos metaluminosos a levemente peraluminosos. A rocha é isotrópica, fanerítica e com deformação incipiente. Os minerais magmáticos como biotita, titanita e magnetita e quartzo fazem parte da assembleia da rocha não alterada. Essa associação estável indica elevada fugacidade de oxigênio em magmas silicáticos (Burnham & Ohmoto, 1980; Wones, 1989). Duas fácies foram individualizadas.

Na fácies 1 do granito Santa Helena, observa-se baixo conteúdo de SiO_2 e elevados conteúdos de Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Sr e V, comparados com as rochas da fácies 2, o que provavelmente reflete o fracionamento de feldspato do líquido félsico durante a cristalização do granito, que concentrou Rb e empobreciu o líquido em Ba e Sr. Correlações lineares negativas entre MgO, TiO_2 , FeO(t) e P_2O_5 nos diagramas de Harker, assim como diminuição de Zr, em direção a fácies 2 do Granito Santa Helena, de composição mais ácida deve-se provavelmente à remoção de biotita, titanita, magnetita, ilmenita e apatita durante a evolução e cristalização do magma granítico, características semelhantes às dos granitos do Tipo-I félsicos do Cinturão Lachlan (Chappell & White, 1992) e ao Granito Matupá (Moura & Botelho, 2002).

O biotita granito Santa Helena possui características petrográficas e afinidade geoquímica de granitos da série cálcio-alcálica, provavelmente gerados em ambiente de arco vulcânico, em condições de elevada fugacidade de oxigênio. O magma granítico original era homogêneo e resultante da fusão de uma fonte crustal única ou da mistura completa entre fontes mantélica e crustal. As anomalias de Nb, Sr e Ti e

os baixos conteúdos de Ta e Y são típicos de granitos do tipo I originados em ambiente de arco (Wernik, 2004; Yang *et al.*, 2008; Chadrasekharam *et al.*, 2009). A ausência de enclaves máficos, ausência de anomalia negativa de Y, presença de anomalia negativa de Eu e baixos conteúdos de Sr (<547 ppm) sugerem geração e evolução do magma granítico sob pressão inferior a 10 kb, onde a granada é ausente e o plagioclásio residual é mais abundante, e evolução crustal provavelmente por cristalização fracionada, em consonância com a proposta de Wyborn *et al.*, (1992).

Dados geocronológicos do granito Santa Helena resultaram em idades U-Pb em zircão de 2028 ± 17 Ma (LA-ICP-MS), idades modelos T_{DM} entre 2.39 a 2.45 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -1.90 a -2.42 para a fácies 1; e idades U-Pb em zircão de 2012 ± 11 Ma (LA-ICP-MS), T_{DM} entre 2.32 a 2.49 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1.92 e -3.36 para a fácies 2.

Geoquímicamente, a fácies 1 e 2 apresentam similaridades com o granito Santa Helena Antigo e Jovem descrito por Paes de Barros (2007), respectivamente (Fig. 27) e com outros granitos hospedeiros de mineralizações na porção leste da PAAF, como o monzonito Pé Quente (1.97 Ga; $\epsilon_{Nd(t)} = -2.38$ a -2.88; idade $T_{DM} = 2.36$ -2.28 Ga; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2011), o granito Novo Mundo (1.96-1.96 Ga, $\epsilon_{Nd(t)} = -7.62$ a -4.58, idade $T_{DM} = 2,76 - 2.55$ Ga; Abreu, 2004, Paes de Barros, 2007) e biotita granitos pertencentes à suíte intrusiva Nhandu no garimpo Trairão (1969 Ma, 1954 ± 4 Ma, 1946 ± 21 Ma, $\epsilon_{Hf(1946Ma)} = -5.8$ a -3.1, idade modelo Hf de 2.65 a 2.83, $\epsilon_{Nd(t)} = -6.12$, idade $T_{DM} = 2.27 - 2.54$ Ga; Rocha, 2016). Essas unidades são relacionadas ao desenvolvimento do arco magmático Cuiú-Cuiú (2.1 a 1.95 Ga), interpretado por Assis (2015) como formado em um cenário mais evoluído, pós-colisional, contendo granitos com altas concentrações de Rb-Ta-Yb e assinaturas isotópicas negativas de ϵ_{Nd} .

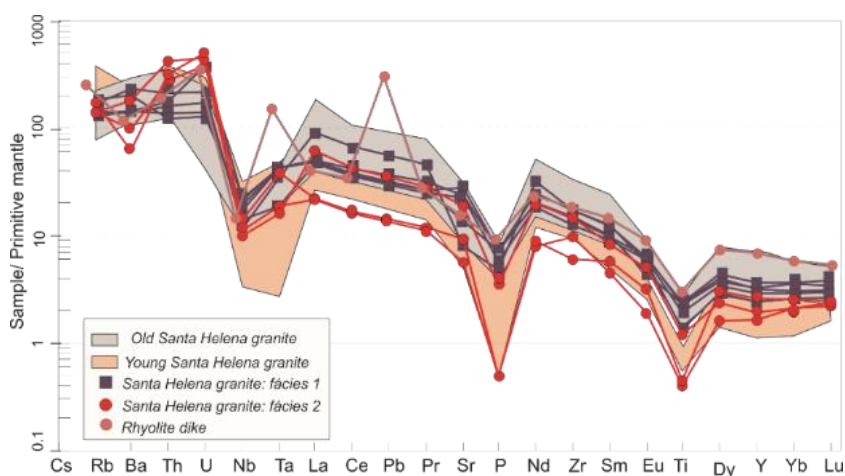


Fig. 27. Diagrama de variação de elementos normalizados ao manto primordial (Sun & McDonough 1989) das amostras dos fácies 1 e 2 do granito Santa Helena, comparado com dados do granito Santa Helena Antigo e Jovem (Paes de Barros, 2007) e dique riolítico.

Considerando os aspectos litológicos e o dados geocronológicos, o granito Santa Helena pode ser correlacionado a granitos do Complexo Cuiú-Cuiu na Província Tapajós. Representado por rochas de assinatura cálcio-alkalina, típica de arcos magmáticos, de idades U–Pb entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (Vasquez et al., 2002; Santos et al., 2004). Interpretado como componente de um arco magmático primitivo de afinidade cálcio-alkalina, onde vários depósitos de ouro foram formados (Santos et al. 2001, 2004). A exemplo do depósito Tocantzinho, hospedado no granito Tocantzinho de idade de 2000 ± 6 e 1998 ± 7 Ma (Castilho *et al.* 2010), interpretado como gerado durante o final da orogênese Cuiú-Cuiu (Silva et. al., 2014). Devido às similaridades das rochas e idades, é possível sugerir que a Província Tapajós pode ter continuidade a sul do graben do Cachimbo.

As análises químicas dos diques máficos sugerem um magma máfico diferenciado, devido a apresentarem baixos valores de #mg (0,45) e Ni (36 a 44 ppm) em comparação a magmas toleíticos derivados de manto. Os baixos valores de Ti e P permitem sugerir que a rocha pode apresentar contaminação crustal (Carlson, 1991). Em diagramas discriminantes de ambiente tectônico, possuem características de basaltos cálcio-alkalinos. Os diques da região de Santa Helena apresentam similaridades com diques máficos que cortam o granito Matupá. Segundo Moura & Botelho (2002), os teores de #mg (33 e 55) e Ni (49 a 168 ppm) dos diques que cortam o granito Matupá apontam um elevado índice de fracionamento do magma. Além disso, baixas a moderadas razões Zr/Nb e Y/Nb, com enriquecimento de ETRL e anomalias de Nb e Ta, sugerem processos de contaminação crustal.

7.2. Condições de formação, composição, origem e evolução do sistema hidrotermal

No depósito de ouro Santa Helena, os processos hidrotermais que afetaram as rochas tiveram caráter pervasivo e fissural. Ao longo da fratura ocorre um grande halo de alteração, onde pode ser observada pequena zonação espacial. Os estágios de alteração hidrotermal tiveram início com metassomatismo inicial, com a alteração do oligoclásio e biotita. O segundo estágio é representado pela microclinização, que ocorreu devido ao aumento do a_{K^+} e/ou ligeira diminuição na a_{H^+} , possivelmente devido à liberação do K^+ da substituição do ortoclásio ígneo por albita hidrotermal. Essa alteração ocupa normalmente porções mais externas dos halos de alteração.

O terceiro estágio de alteração hidrotermal, representado pelas alterações sericítica e clorítica, ocorrem concomitantemente e estão relacionadas com a mineralização de ouro. A sericitização das rochas graníticas é caracterizada pela paragênese muscovita + clorita + quartzo + pirita ± calcopirita. A cloritização dos diques máficos é caracterizada pela paragênese clorita + muscovita + pirita + quartzo + epidoto ± illmenita ± magnetita. Este estágio representa uma alteração de natureza ácida, devido ao aumento da atividade de aH^+ com o consequente rebaixamento da aNa^+ (Pirajano, 2009), das razões aK^+/aH^+ e do $\log [(^mKCl+K^+)/(^mHCl+H^+)]$. A redução do pH do fluido promove essa alteração com a intensa lixiviação de álcalis do sistema (Ca^+, Na^+) devido à destruição dos feldspatos ígneos. Geoquimicamente, as alterações sericítica e clorítica apresentam fortes ganhos de K_2O e LOI e perda de Na_2O e CaO , devido à substituição de plagioclásio ígneo por muscovita. São acompanhadas por intensa silicificação, com consequente precipitação de ouro.

A alteração propilítica representa o quarto estágio de alteração. Ocorre de forma pervasiva e fissural. É representada por epidoto + quartzo + muscovita + calcita ± actinolita ± titanita ± pirita ± rutilo ± albita ± apatita ± allanita. A alteração em rochas cloritizadas é caracterizada pelo aumento no conteúdo de Na_2O , CaO , Ti_2O_3 , Fe_2O_3 , Li , Ni e Zn . Possui elevados conteúdos de ETR e leve anomalia negativa de Eu . O estágio final da alteração hidrotermal no depósito é representado pela intensa carbonatização, representada pela associação carbonato ± epidoto ± clorita ± microclinio ± pirita ± calcopirita.

As temperaturas estimadas usando o geotermômetro de clorita (Cathelineau, 1988) no estágio de metassomatismo incipiente foram as temperaturas mais baixas ($270^\circ C$). A clorita da alteração sericítica (ChI3) em paragênese com o minério, apresentou temperaturas entre $255^\circ C$ e $372^\circ C$. Na alteração clorítica (ChI4) mostrou temperatura média de $320^\circ C$. A ChI5, associada à alteração propilítica possui temperaturas de $260^\circ C$ a $338^\circ C$.

Com base nos dados de inclusões fluidas, o sistema fluido mineralizante, relacionado a alterações sericítica e clorítica, foi modelado pelo sistema $H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$ (tipo 1a). Os fluidos de altas temperaturas de homogeneização, em média $284^\circ C$ ($212^\circ C-409^\circ C$), são interpretados como representantes da primeira fase de fluidos, associada à primeira geração de ouro, com temperaturas confirmadas pelo geotermômetro da clorita 3 e 4 ($256^\circ-371^\circ C$). Apresentam temperaturas de

homogeneização da fase vapor entre 12 a 32°C, densidade entre 0.46 a 0.85 e salinidade de 1.7 a 15 wt% NaCl eq. Os fluidos modelados pelo sistema H₂O-CO₂-(CH₄)-NaCl (tipo 1b) com temperaturas de homogeneização mais baixas (126°C a 278°C), com salinidade de 16.2 a 22.7 wt% NaCl eq., temperaturas de homogeneização da fase vapor entre 12 a 32 °C e densidade entre 0.64 a 0.85 g/cm³, representam uma segunda fase de temperatura mais baixa.

Fluidos modelados pelo sistema H₂O-NaCl (tipo 2) apresentaram salinidade entre 1.1 a 16.0 wt% de NaCl eq., temperatura de homogeneização total de 112.3°C a 279.7 °C e densidade de 0.81 a 0.97 g/cm³. Os fluidos modelados pelos sistemas H₂O-CO₂-(CH₄)-NaCl e H₂O-NaCl de baixa temperatura e pelo representam uma segunda geração de fluidos, possivelmente relacionado à segunda geração de ouro. Estimam-se pressões entre 1.2 a 1.9 kbar e temperaturas entre 256° e 350 °C para o aprisionamento destas inclusões.

A imiscibilidade entre salmouras de alta salinidade e fluidos magmáticos ricos em CO₂ com baixa salinidade pode ter resultado em fluidos H₂O-NaCl-CO₂, CO₂ e H₂O-NaCl, a qual iniciou possivelmente com a exsolução de um fluido salino inicial do magma granítico (Roedder, 1992). A presença de CO₂ pode induzir a imiscibilidade volátil, tanto na fase magmática como nos sistemas hidrotermais (Lowenstern, 2001). A variedade da salinidade e da temperatura de homogeneização obtidas para o fluido podem estar associadas à infiltração de água meteórica no sistema durante a evolução hidrotermal após o estágio de imiscibilidade. Desse modo, a evolução do sistema hidrotermal pode ter ocorrido por mistura de fluidos inicialmente salinos com água meteórica, resultando em fluidos de baixa salinidade, mais frios, oxigenados e mais ácidos

7.3. Mineralização do ouro: fonte, transporte e deposição

No depósito de ouro Santa Helena, a relação da paragênese mineralizada com as alterações hidrotermais sugere a deposição do minério no estágio de alteração sericítica. O ouro ocorre em paragênese com muscovita + quartzo + clorita + pirita + calcopirita, geralmente incluso e/ou em fraturas na pirita. A mineralização se caracteriza por ouro em equilíbrio com teluretos (hesita) e minerais de bismuto (bismuto nativo, shimerita, cupravanita, mummeita, matilda) e prata.

Os dados dos fluidos interpretados como estando em equilíbrio com a mineralização mostram que o ouro deve ter sido transportado na forma de bissulfeto,

provavelmente $\text{Au}(\text{HS})^2$ (Gammons e Williams-Jones, 1997). A marcante associação da mineralização com a pirita sugere a presença de espécies de enxofre dissolvidas no fluido (Kerkhof 1988, Williams-Jones *et al.* 1989, Gammons & Williams-Jones 1997).

A decomposição dos minerais ferromagnesianos da rocha hospedeira gerou o aumento do aporte de Fe^{+2} no sistema. Durante a sericitização-cloritização, a alteração do feldspato para muscovita e quartzo promoveu a neutralização da acidez. O excesso de Fe no fluido fez com que a pirita precipite, assim reduzindo a quantidade de S no sistema. Consequentemente, houve precipitação de Au I a temperatura entre 212°C a 409°C (Heinrich, 2004), com a desestabilização dos complexos de bisulfeto ($\text{Au}(\text{HS})^2$), devido à redução do S no sistema. Com o aumento da diluição e/ou mistura do fluido mais salino com água meteórica, deve ter ocorrido a deposição do Au II em fraturas na pirita.

Assim, como outros depósitos da Província Aurífera Alta Floresta, o depósito de ouro Santa Helena apresenta íntima associação espacial das zonas hidrotermalizadas e mineralizadas com plútons graníticos cálcio-alcálicos do tipo I oxidados, sugerindo que o depósito de ouro Santa Helena represente sistema magmático-hidrotermal de idade paleoproterozóica. Essa geração de magmatismo cálcio-alcálico possivelmente desempenhou um importante papel como fonte dos fluidos e/ou metais. Provavelmente a introdução do ouro tenha se dado durante a geração do magma cálcio-alcálico oxidado, a partir da fusão parcial da placa oceânica subductada, da cunha do manto metassotizado, e/ou da fusão da crosta (Hedenquist & Lowenstern 1994).

Segundo Richard (2009), o magmatismo pode mobilizar metais e outros elementos introduzidos durante o final do arco magmático. Devido os elementos calcófilos e siderófilos, tais como Cu, Ni, Au e EGP, particionarem fortemente em fases sulfetadas ($\text{Cu} < \text{Ni} < \text{Au}$) em relação a líquidos silicáticos (Peach *et al.*, 1990). Os resíduos hidratados na base da crosta e no manto litosférico provavelmente também contêm sulfetos e metais como fase residual, devido ao seu elevado teor de enxofre.

7.4. Modelo metalogenético do depósito de ouro Santa Helena

Os dados deste trabalho revelam dois episódios de magmatismo na área do depósito Santa Helena. O primeiro corresponde a magmatismo granítico (Fig. 28 A) cálcio-alcálico oxidado paleoproterozóico (2028 Ma - 1967 Ma). Sua geração é coerente com o magmatismo regional associado ao desenvolvimento do arco Cuiú-Cuiu (2.1 a 1.95 Ga), formado provavelmente em um cenário mais evoluído, pós-colisional (Vasquez et al., 2000; Abreu, 2004, Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011; Assis, 2011; Assis, 2015; Rocha, 2016). O segundo episódio é representado por diques máficos de composição de andesito basáltico, de natureza cálcio-alcálica, com características geoquímicas de magma de ambiente de arco vulcânico. A associação espacial e genética entre o granito, o dique máfico e zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas sugere um sistema magmático-hidrotermal (Fig. 28 B).

Fratura extensional de direção preferencial N25-30E/80-70NW aloja a mineralização. Representa uma tectônica dúctil-rúptil regional que afeta a PAAF. A maioria dos depósitos e ocorrências reconhecidas na Província está concentrada ao longo de fraturas e/ou zonas de cisalhamento dúctil a rúptil-dúctil, geralmente de direções NW-SE (Paes e Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011; Rambo, 2014; Bettencourt et al., 2015). Uma característica marcante no depósito é a intensa interação fluido-rocha sobre as rochas encaixantes ao longo da fratura, com forte alteração hidrotermal, deformação e orientação mineral, sugerindo que o intenso faturamento permitiu a infiltração de fluidos hidrotermais (Fig. 28 C).

Os dados de inclusões fluidas sugerem origem magmática com influência de fluidos meteóricos para o fluido hidrotermal responsável pelo transporte do ouro. Fluidos do sistema $H_2O-CO_2-NaCl (\pm CH_4)$ representam a primeira fase de fluidos mineralizantes relacionados à primeira geração de ouro. Apresentam temperaturas de homogeneização mais altas, de 212° a 409 °C, e salinidade moderada, em média 6.5 wt% NaCl eq. A segunda fase de fluidos é representada por fluidos dos sistemas $H_2O-CO_2-NaCl (\pm CH_4)$ e $H_2O-NaCl$, com temperaturas mais baixas, em média 202°C e 209°C, respectivamente. O desenvolvimento das alterações sericítica e clorítica das rochas encaixantes provavelmente resultou na neutralização da acidez no sistema, conseqüentemente formando uma camada impermeável para o fluido mineralizante, fazendo com que o ouro precipitasse ao longo da fratura.

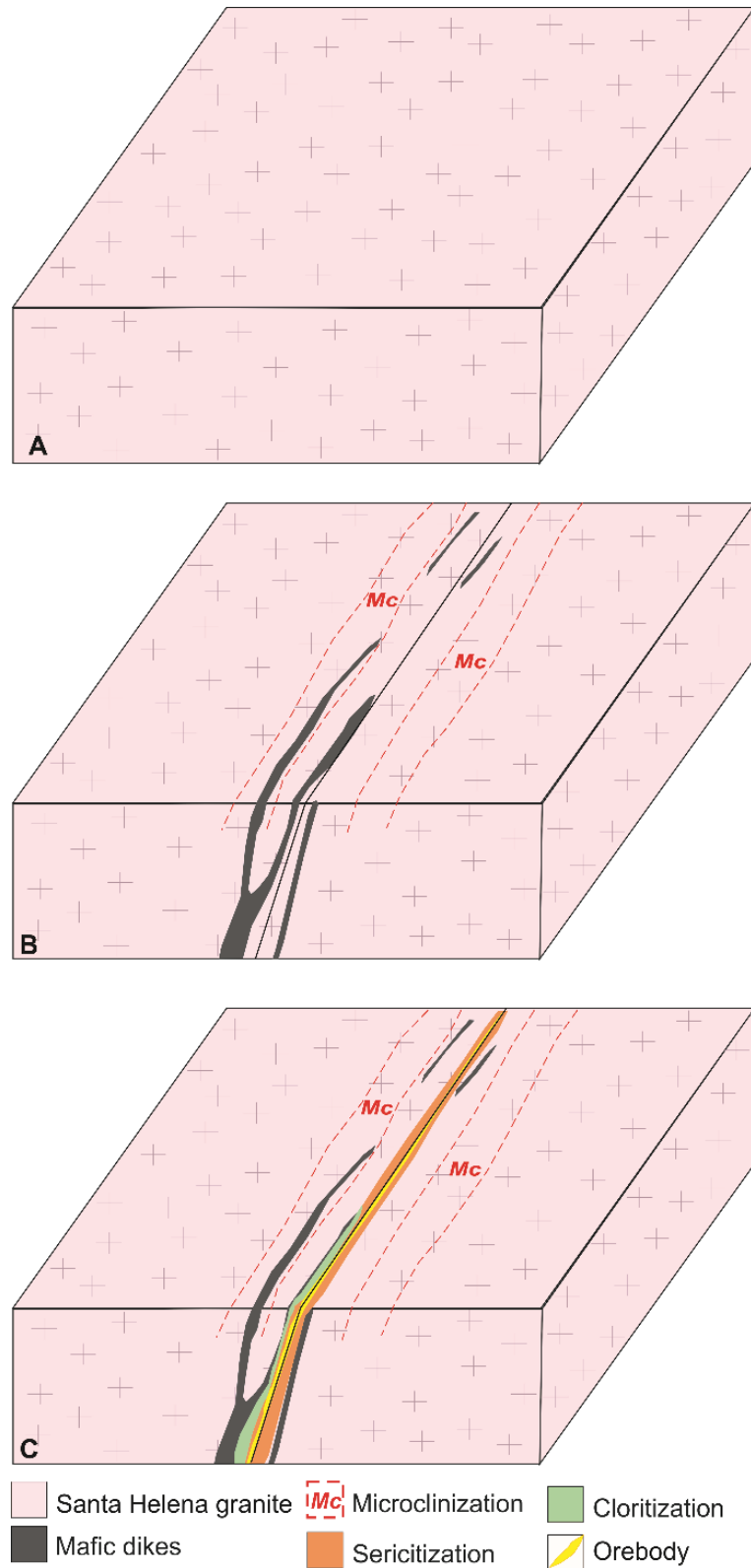


Fig. 28. Figura esquemática mostrando a proposta de evolução do depósito Santa Helena. (A). Magmatismo granítico cálcio-alcálico, granodiorito a monzogranito (2028 ± 17 Ma, fácies 1) e monzogranito a sienogranito (2017 ± 11 Ma, fácies 2), com exsolução de fluidos magmáticos. (B) Desenvolvimento de estruturas rúpteis e alojamento de diques máficos. (C) Desenvolvimento de halo de alteração sericitica e clorítica, acompanhada por injeção de sílica e precipitação de ouro e sulfetos.

A fonte dos fluidos mineralizantes pode ser relacionada principalmente ao granito Santa Helena ou ao magma de composição andesítica. Como não há datação para o depósito, não pode ser descartada a hipótese de existência de outro pluton granítico mineralizante na área, não aflorante. Os diques também podem ter fornecido calor e/ou fluidos, que possivelmente, lixiviaram e remobilizaram elementos. São necessários dados geocronológicos desses diques e da mineralização para aprofundar essa discussão.

As associações hidrotermais no depósito Santa Helena, em termos da PAAF, assemelham a outros depósitos na porção leste da província hospedados em granitos cálcio-alcálicos (1.90 a 1.97 Ga). Nesses depósitos o sistema mineralizador é interpretado como sendo magmático-hidrotermal de fluidos de origem magmática. Dados de isótopos de Re-Os em pirita mostram idades entre 1.78 a 1.79 Ga para mineralização, interpretadas como um importante marcador metalogenético na porção leste da PAAF (Assis, 2015; Bettencourt et al., 2015). A exemplo, os depósitos Pé Quente (1787 ± 5.5 Ma), X1 (1786 ± 5 Ma) e Luizão (1787 ± 6.2 Ma). Além de idade Ar-Ar de 1779 ± 6.2 a 1777 ± 6.3 Ma, para alteração filica no depósito Francisco (Xavier et al. 2013; Bartolomeu, 2016).

O depósito pode ser comparado a outros depósitos de ouro encontrados na Província Shandong localizada na porção SE do Craton do Norte da China, em relação as rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e regime de fluidos. A província é a maior produtora de ouro na China, com produção de cerca de 30 t/ano (Guo et. Al. 2013). Esses depósitos são caracterizados pelo controle da mineralização por falhas e associação a intrusões magmáticas (Guo et. al. 2013; Li et al., 2013).

Estima-se que o depósito Santa Helena tenha se formado em nível crustal intermediário (3 - 8 km), em pressões de 1.2 a 1.9 kbar e temperatura baixa a moderada (256 - 350°C). A associação espacial da mineralização com granitos oxidados do tipo I de ambiente de arco vulcânicos, padrões de alteração hidrotermal e associação paragenética, sugere que o depósito possa estar geneticamente relacionado a sistemas magmático-hidrotermais similares aos sistemas do tipo ouro pórfiro (Sillitoe, 1991; Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Richards, 2011). Como não há datação para o depósito, não é descartada a hipótese de existência de um pluton granito mineralizante não aflorante na área. Contudo, podemos prever que na região de Nova Santa Helena existe um grande potencial para

prospecção de ouro, com a possibilidade de descoberta de depósitos do tipo ouro pórfiro profundos.

Comparando o depósito Santa Helena com outros modelos genéticos descritos na literatura (Tabela 12), as características do depósito Santa Helena não permitem associá-lo aos modelos atualmente descritos na literatura. Desse modo, opta-se neste trabalho por classificar o depósito Santa Helena como depósito de ouro magmático-hidrotermal geneticamente relacionado ao magmatismo granítico calcio-alcálico oxidado.

Tabela 12. Comparação do depósito Santa Helena com outros depósitos de ouro.

Parâmetros	Depósito Santa Helena	<i>Intrusion Related Gold Deposit</i>	<i>Reduced Intrusion Related Gold Deposit</i>	Pórfiro	<i>Orogenic Gold</i>
Idade	Paleoproterozóico	Fanerozóico	Fanerozóico (Arqueano e Proterozóico).	Predominantemente Mesozóica e Cenozóica	Arqueano, Proterozóico, Paleozóico e Mesozóicos
Ambiente Tectônico	Arco magmático	Cinturões orogênicos e margem convergente e zonas extensionais <i>back-arc</i> Intrusões tipo I, intermediárias a félsicas, com estado de oxidação variando de oxidado a reduzido	<i>Back arc</i> , arco magmático colisional, pós colisional e cinturões orogênicos.	Arcos plutônicos	Margem Continental. Regime compressivo a transpressivo
Rocha hospedeira	Rochas calcio-alcálicas, tipo I, oxidadas		Plutons félsicos reduzidos, da série da ilmenita, tipos I, S e A.	Rochas calcio-alcálicas, do tipo I, oxidadas, da série da magnetita	Terrenos metamórficos deformados
Estilo da mineralização	Veios e vênulas de quartzo no granito	<i>Skarns</i> , disseminado e veios e brechas 1 a 3 km da intrusão.	Enxames de veios de quartzo no topo de pequenos plutons.	Disseminada, stockwork,	Sistema de veios
Alteração hidrotermal	Microclinização, sericitica, cloritica, propilitica e carbonatação (tardia)	Variável no estilo e na intensidade: K feldspato, albita, sericita, fluorita, calcita	Principalmente sericita-calcita (restrita) ausência de extensos halos de alteração hidrotermal.	k-silicática, magnetita associada, alteração filica	Carbonatação, sericitização, silicificação, sulfetação, cloritização
Associação Metálica	Au, Ag, Bi, Te, Cu, Pb	Au± Bi, As, W, Mo, Sb, Te (Cu-Zn-Pb). Regionalmente associado a depósitos de Sn-W	Au-W-As (proximal) Ag-Pb-Zn (distal)	Cu±Mo±Au, Mo ou Sn	Au, Ag, As, Te, Sb, W, S
Principais Sulfetos	Pirita, calcopirita	Pirita, arsenopirita (pirrotita)	Pirita, pirrotita, arsenopirita	Pirita, calcopirita (bornita)	Pirita, arsenopirita, calcopirita (pirrotita)
Temperatura	256°-350°C	300 -400°C	250 - 400°C	300 a >600°C	160 - 700°C
Fluidos Mineralizantes	Fluido do sistema H ₂ O-CO ₂ -NaCl e H ₂ O-NaCl, salinidade entre 1.1 e 22.7 wt% de NaCl _{eq} .	fluidos magmáticos mais salinos (> 30wt% NaCl _{eq} .) próximos a intrusão, e menos salinos (<10 wt% NaCl _{eq}) em corpos profundos	Predomínio de fluidos de baixa salinidade (0 a 6 wt % NaCl _{eq} .) e aquo-carbônicos, com altas concentrações de CO ₂ , podem conter CH ₄ .	Fluido magmático e hipersalino (30-60 wt% de NaCl _{eq}); boiling comum	Fluido do sistema H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ , baixa salinidade (3 - 10 wt% NaCl _{eq} .) ≥ 5 mol % CO ₂ .
Referência	Presente trabalho	Lang & Baker (2001) e Barker et al. 2005	Hart, 2007	Sillitoe (2000), Hedenquist & Lowenstern (1994), Sinclair (2007)	McCuaig & Kerrich (1998), Groves (1998); Goves & Santosh (2015)

8. Conclusão

O depósito de ouro Santa Helena está localizado a cerca de 3.5 km a norte da cidade de Nova Santa Helena, norte do estado do Mato Grosso, na Província Aurífera Alta Floresta, porção centro sul do Cráton Amazônico. A mineralização de ouro ocorre em veio de quartzo, alojado em uma fratura de direção N25-30E/80-70NW.

O depósito de ouro de Santa Helena na Província Aurífera Alta Floresta está hospedado em granito paleoproterozóico cálcio-alcálico, do tipo-I, oxidado. Duas fácies graníticas foram distinguidas: a fácies 1 possui idade U-Pb em zircão de 2028 ± 17 Ma, T_{DM} de 2.39 a 2.45 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -1.90 a -2.42. A fácies 2 possui idade U-Pb em zircão de 2012 ± 11 Ma, T_{DM} de 2.32 a 2.49 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -1.92 e -3.36. O granito Santa Helena pode ser correlacionado do arco magmático Cuiú-Cuiú (2.1 a 1.95 Ga).

O granito Santa Helena pode ser correlacionado a granitos cálcio-alcálicos do Complexo Cuiú-Cuiu na Província Tapajós, típicos de arcos magmáticos, de idades U-Pb entre 2033 ± 7 e 2005 ± 7 Ma (Vasquez et al., 2002; Santos et al., 2004). Devido às similaridades das rochas e idades, é possível sugerir que a Província Tapajós pode ter continuidade a sul do graben do Cachimbo.

Diques máficos de composição de andesitos basálticos cálcio-alcálicos fracionados cortam o granito Santa Helena. Ocorrem como corpos sub-verticais, subparalelos à direção da fratura que aloja o veio mineralizado. Os teores de #mg e Ni dos diques apontam um elevado índice de fracionamento do magma, e as baixas a moderadas razões Zr/Nb e Y/Nb, enriquecimento de ETRL e anomalias de Nb e Ta, sugerem processos de contaminação crustal. De ocorrência restrita, o dique félsico apresenta composição riolítica e caráter peraluminoso, com afinidade cálcio-alcálica.

Os processos hidrotermais no depósito tiveram caráter pervasivo e fissural. Ao longo da fratura que hospeda a mineralização ocorre um grande halo de alteração, onde pode ser observada uma pequena zonação espacial. Os estágios de alteração hidrotermal tiveram início com metassomatismo inicial, seguido pela microlinização, sericitização, cloritização, propilitização e carbonatação. A relação da paragênese mineralizada (muscovita + quartzo + clorita + pirita + calcopirita) com as alterações hidrotermais sugere a deposição do minério no estágio de alteração sericitica.

O estudo de inclusões fluidas permite concluir que os sistemas fluidos H_2O-CO_2-NaCl ($\pm CH_4$) e $H_2O-NaCl$ foram atuantes no depósito. Os fluidos mineralizantes modelados pelos sistemas H_2O-CO_2-NaCl ($\pm CH_4$) e $H_2O-NaCl$ apresentaram

salinidade variando de 1.7 a 22.7 wt% NaCl eq, e pressões estimadas entre 1.2 a 1.9 kbar e temperaturas entre 256° e 350 °C para o aprisionamento destas inclusões. Com base nos dados do depósito e de inclusões fluidas, a fonte do fluido é interpretada como magmática, resultante provavelmente do granito ou do dique andesítico, misturada com água meteórica durante sua ascensão .

As rochas próximas à fratura sofreram forte deformação rúptil e fraca a moderada deformação ductil, o que sugere uma zona de deformação rúptil-ductil, caracterizada predominantemente por deformação cataclásica. As fraturas serviram de canal para os fluidos hidrotermais, e com as alterações sericítica e clorítica, acompanhadas por mudanças físico-químicas, a mineralização do ouro se formou ao longo de fraturas. O ouro foi transportado como complexo $Au(HS)_2$, provavelmente, e depositado em resposta à diminuição de S dos fluidos formadores de minério.

Com base nas características petrográficas, litogeoquímicas, inclusões fluidas e a íntima associação espacial das zonas hidrotermalizadas e mineralizadas ao granito Santa Helena, se conclui que o depósito de ouro é geneticamente associado ao magmatismo paleoproterozóico cálcio-alcálico oxidado, e representa um sistema magmático-hidrotermal. Sendo classificado como depósito do tipo *oxidized calc-alkaline granite-related gold deposit (OCAGG)*.

Os dados obtidos, além de contribuir para o melhor entendimento do depósito Santa Helena e de depósitos semelhantes na Província Aurífera Alta Floresta, podem ser usados para elaborar e orientar modelos prospectivos na região e em terrenos proterozóicos semelhantes.

Agradecimentos

Agradecimentos à Companhia Matogrossense de Mineração pelo apoio logístico. A empresa Almeida's Mineração e Terraplanagem pela disponibilização dos testemunhos de sondagem. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES pelo suporte financeiro à autora durante a realização do trabalho. Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e aos Laboratórios de Microsonda Eletrônica e de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

Referências

Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.

Abreu, M.C., 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.

Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Fanning, C.M., Dorais, M.J., 2002. U–Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology* 188, 125–147.

Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Fanning, C.M., Dorais, M.J., 2002. U–Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology* 188, 125–147.

Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. (orgs.) 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas São José do Xingu SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura SC.22-Y-B. Escala 1:250.000. CPRM/SICME-MT. Goiânia. 120p.

Assis, R.R., 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p

Assis, R.R., 2011. Depósitos Auríferos Associados ao Magmatismo Granítico do Setor Leste da Província Aurífera Alta Floresta (Mt), Cratón Amazônico: Tipologia das Mineralizações, Modelos Genéticos e Implicações Prospectivas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 428p.

Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian R.M (eds.). *Metagenia das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 589p.

Assis, R.R., 2015. Depósitos Auríferos Associados ao Magmatismo Félsico da Província de alta Floresta (MT), Cratón Amazonico: Litogeoquímica, Idade das mineralizações e Fonte dos Fluidos. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, 326p.

Bailey, S. W., 1980. Structures of layer silicates. In: Brindley, G.W.; Brown, G., ed. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. London: MAS, p. 1-123. (MAS Monographs, 5)

Bailey, S.W., 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: Bailey S.W. (ed). Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Mineral. Soc. America, Reviews in Mineralogy, v. 19, p. 347-404.

Baker T., Pollard P.J., Mustard R, Mark G. & Graham J.L. 2005. A comparison of granite- related tin, tungsten and gold-bismuth deposits: implications for exploration. SEG Newsletter 61(April):5-17.

Barros, M. A. S. Dezula, S. E. M. Pierosan, R. Prado, E. S. Silva, F. R., 2013. Idade U-Pb SHRIMP do Granito Terra Nova, Suite Intrusiva Teles Pires – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico. In: 13° Simpósio de Geologia da Amazônia. CD-ROM.

Bayliss, P., 1975, Nomenclature of the trioctahedral chlorites: Canadian Mineralogist, v. 13, p.178–180.

Bini, E. G.; Barros, M. A. S. ; Pierosan, R. ; Santos, J. O. S., 2015. Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil.. In: VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2015, São Paulo. Boletim de Resumos. v. 1. p. 67.

Bizotto, A.C., 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.

Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for freezing point depressions of H₂O-NaCl solutions. In: Geochim. Cosmochim. Acta 12. vol. 57. pp. 683-684.

Bodnar R.J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. CHAPTER 4. INTRODUCTION TO AQUEOUS-ELECTROLYTE FLUID INCLUSIONS. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, 81-100.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81:99-114.

Burnham, C., and Ohmoto, H., 1980, Late-stage processes of felsic magmatism: Mining Geology, v.8, p.1–11.

Carlson, R.W., 1991. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. Austr. J. Earth Sci., 38:525-544.

Castro, A.A., 2015. Gênese do depósito de ouro Tocantinzinho, Província Mineral Tapajós (PA): Evidência a partir de dados de geologia, petrologia e inclusões fluidas. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF.

Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.

Chappell B.W. e White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83:1-26

Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F., Flinders, J., 2009. Sources of postorogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112(3-4):524-542.

Cruz, E.L.C., 2002. Projeto Província Mineral Alta Floresta: relatório sobre o estudo da alteração hidrotermal em alguns depósitos de ouro da província mineral de alta Floresta. Rio de Janeiro: CPRM, 2002. 21 p. Relatório.

Corfu, F., Hancher, J. M., Hoskin, P. W., and Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.

Dardene, M.A; Schobbenhaus, C., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Ed Universidade de Brasília, 392p.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 and major element analyses. Its relationship with current Nomenclature. *Chem. Geol.* 29:183-210.

Deer, W.A.; Howie, R. A.; Zussman, J., 1992. *Na introduction to the rock-forming minerals*. 2.ed. Hong Kong: Longman Scientific & Technical. 696p. P. 223-275.

Delgado, I.M. et al., 2001. Projeto Província Mineral Alta Floresta: contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso. Salvador: CPRM. Relatório de Viagem.

Dempster, T.J., Tanner, P.W.G., and Ainsworth, P., 1994, Chemical zoning of white micas: A record of fluid infiltration in the Oughterard granite, western Ireland: *American Mineralogist*, v. 79, p. 536–544.

Duarte, T.B., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E. and Scandola, J.E., 2012. Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 42(4):824-840.

Duarte T.B. 2015. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas*. Dissertação de Mestrado. Unicamp. Campinas. 124p.

Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. Washington: U. S. Depart of the Interior. 33p. (Geol. Surv. Prof. Paper, 414-A)

Gammons, C.H., and Williams-Jones, A.E., 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment: *Economic Geology*, v. 92, p. 45–59.

Grant, J.A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.* 81, 1976–1982.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7–27.

Groves, D. I. and Santosh, M., 2015. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration. *Geoscience Frontiers China University of Geosciences (Beijing)*.

Guo P., Santosh M, Li S. 2013. Geodynamics of gold metallogeny in the Shandong Province, NE China: Na integrated geological, geophysical and geochemical perspective. *Gondwana Research*, no prelo.

Hart, C.J.K. 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*, p. 95-112.

Hedenquist, J.W.; Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v.370, p.519-527.

Heinrich, C.A.; Driesner, T.; Stefansson, A.; Seward, T. M. 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, v. 32; no.9; p. 761-764.

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon, Rev. Mineral.*

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8, 523-548.

Jiang., P., Yang, K.F., Fan, H.R., Liu, X. Cai, Y.C., Yang, Y.H., 2016. Titanite-scale insights into multi-stage magma mixing in Early Cretaceous of NW Jiaodong terrane, North China Craton. *Lithos* 258–259, 197–214

JICA/MMAJ. 2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil. Final report. 137p.

Kerkhof, A. M. V. D. 1988. Fluid Inclusions: petrography and genetic interpretation of fluid Inclusions. *Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen (Germany)*. P 44.

Lacerda Filho, J. V., 2004. *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Mato Grosso - 1:1000.000*. Cuiabá: CPRM, 2004. 235 p. Programa Geologia do Brasil – PGB.

Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.

Li, X.C.; Fan, H.F.; Santosh, M.; Hu, F.F.; Yang, K.F., Lan, T.G., 2013. Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong Gold Province, China. *Ore Geology Reviews*, 53, 403-421.

Lowenstern J. B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 490-502, 2001.

Ludwig, K.R., 1998. Using Isoplot/Ex, version 2, A geochronological Toolkit for microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47 p.

Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.

McCuaig T.C. & Kerrich R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol. Rev*, 72:381-453. Mikucki E.J. 1998.

McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. *The composition of the earth*. *Chem. Geol.* 120, 223-253.

Miguel Jr., E., 2011. Mineralizações Auríferas do Lineamento Peru-Trairão, Província Aurífera de Alta Floresta – MT: Controle Estrutural e Idade U-Pb das Rochas Hospedeiras. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências; Universidade Estadual de Campinas, 66p.

Miller, C. F.; Stoddard, E. F.; Bradfish, L. J.; Dollase, W. A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral*, v. 19, p.25-34.

Moreton, L.C. & Martins, E.G., 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.

Moreton L.C. & Martins E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.

Moura, M.A., 1998. O Maciço Granítico Matupá no Deposito Serrinha (Mt): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade De Brasília, 238p.

Moura, M.A., and Botelho, N.F., 2002, Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província aurífera Juruena-Teles Pires (MT): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 377–386.

Moura M.A., Botelho, N.F., Olívio, G.R., Kyser T.K., 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101: 585-605.

Nachit H., 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Brest: Université de Bretagne Occidentale, Tese de Doutorado.

Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38: 757-775.

Nakamura, K., Jacob, K. and Davies, J., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - the Aleutians and Alaska. *Tectonophysics*, in press

Paes de Barros, A.J.P., 1994. Contribuição a Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas de Peixoto de Azevedo- MT. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências; Universidade de São Paulo. São Paulo, 145p.

Paes de Barros, A.J.P., 2007. Granitos da Região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e Mineralizações Auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154p.

Passchier, C. W. & Trouw, R.A.J.2005. *Microtectonics*. Belin, Springer-Verlag, 366 p.

Peach, C.L., Mathez, E.A., and Keays, R.R., 1990, Sulfide melt–silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: Implications for partial melting: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 3379–3389,

Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, 39:54-67.

Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.

Pearce, J. A.,1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120- 125.

Pimentel, M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Internal Report. Brasília, UnB.

Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R., Chemele-Fr F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:1-5.

Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E., 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76– 1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.

Rambo, M. J. 2014. Controle estrutural e estudo das Inclusões Fluídas dos garimpos da região de Terra Nova do Norte e Nova Santa Helena, Província

Aurífera Alta Floresta, Cráton Amazônico. Dissertação. Universidade Federal de Mato Grosso, 146 p.

Ramos G.S. 2011. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p.

Ribeiro, P.S.E. and Duarte, T.B., 2010. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso; Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p, escala 1:250.000.

Richards, J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposit: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *The Geological Society of America. Geology*, v37.

Rocha, M. L. B. P, 2016. Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do garimpo Trairão –MT. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF.

Saes G.S. & Leite J.A.D. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 3:113-127.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.

Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.

Santos, J.O.S.; Van Breemen, O.T.; Groves, D. I.; Hartmann, L.A.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, 131: 73-109.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-Rom.

Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM. Brasília. CD-ROM.

Scholz, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol.Rundsch.* 77, 319–328.

Seedofortt E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 110tg Anniversary volume*, p. 251-298.

Shand, S.J., 1943. *The Eruptive Rocks*. 2nd ed. John Wiley, New York (444 pp.).

Shepherd, T.J.; Ranking, A.H.; Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, 239p.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 33, 191–213.

Sillitoe, R.H., 2000, Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315–345.

Sinclair, W.D. 2007, Porphyry 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. 223-243.

Silva, M. G; Rocha Neto, M.B.; Jost, H.; Kuyumjian, R.M., 2014. *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte: CPRM. 589 p. : il.

Silva, M. G., and Abram, M. B., 2008. *Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16*. CPRM. Goiânia. 212p.

Silva, G.H., Leal J.W.L., Montalvão, R.M.G. de et al., 1980. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SC.21 Juruena*. Rio de Janeiro, MME/DNPM, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais 20)

Souza, A.M.M., Faria, C.A.S., Landim, J.P.P., Leal, J.W.L., 1979. *Projeto São Manoel. DNPM-CPRM, Relatório de progresso, Belém, 46p.*

Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. (orgs.), 2005. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000*. CPRM. Brasília. CR-ROM.

Stern, R. A. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. In: Cabri, L. J.; Vaughan, D. J. (Eds) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 1998.

p.241-268. (Canada Short Course Series, Mineralogical Association of Canada, v. 27).

Tassinari, C. C., and Macambira, M. J., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95

Teixeira R.V. 2015. Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas.

Trevisan, V.G., 2012B. Metalogênese do ouro no Granito Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 110p.

Trevisan, V.G., 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 129p.

Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. VASQUEZ, M. L.; ROSACOSTA, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.

Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.

Williams I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Reviews in Economic Geology*, Society of Economic Geologists, Littleton, vol. 7, p. 1-35.

Williams-Jones, A.E., Samson, I.M., & Linnen, R.L. 1989. Fluid evolution and its role in the genesis of the granite-related Madeleine copper deposit, Gaspé, Quebec. *Econ. Geol.*, v. 84, p. 1515-1524.

Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.* 74:744-749

Wyborn L.A.I., Wyborn D., Warren R.G., Drummond B.J. 1992. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.*, 83:201-209.

CAPÍTULO 3

1. Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros

O estudo petrográfico e geoquímico mostrou que o granito Santa Helena é isotrópico, fanerítico e com deformação incipiente. Apresenta duas fácies. A fácies 1 é constituída por granodiorito a monzogranito e a fácies 2, por monzogranito a sienogranito. O estudo petrográfico, química mineral e litogeoquímica evidenciaram que o granito Santa Helena é cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, gerado em ambiente de arco vulcânico, em condições de elevada fugacidade de oxigênio. Dados geocronológicos do granito Santa Helena mostraram para a fácies 1 idade U-Pb em zircão de 2028 ± 17 Ma (LA-ICP-MS), idades-modelo T_{DM} entre 2,39 a 2,45 Ga e valores de ϵ_{Nd} de -1,90 a -2,42. A fácies 2 apresenta idade U-Pb em zircão de 2012 ± 11 Ma (LA-ICP-MS), T_{DM} entre 2,32 a 2,49 Ga e ϵ_{Nd} entre -1,92 e -3,36. O granito é correlacionado ao magmatismo pós-colisional, do arco magmático Cuiú-Cuiú (2,1 a 1,95 Ga).

Os diques máficos que cortam o granito têm composição de andesito basáltico e são classificados como basaltos cálcio-alcálicos em diagramas discriminantes de ambiente tectônico. Os teores de Mg (33 e 55) e Ni (49 a 168 ppm) dos diques apontam para um elevado índice de fracionamento do magma. Além disso, as razões Zr/Nb baixas a moderadas e Y/Nb baixas a moderadas, com enriquecimento de ETRL e anomalias de Nb e Ta , sugerem processos de contaminação crustal.

Os processos hidrotermais que afetaram as rochas do depósito Santa Helena tiveram caráter pervasivo e fissural. Cinco estágios de alteração hidrotermal foram identificados: o 1º estágio corresponde ao metassomatismo incipiente, caracterizado por microclínio + albita ($An_{1,0}-An_{5,7}$) + muscovita + epidoto e clorita + muscovita + epidoto + titanita + rutilo \pm ilmenita, produtos da alteração do plagioclásio e biotita, respectivamente. O 2º estágio, a microclinização, é caracterizado por plagioclásio reliquiar envolto por massa de K-feldspato secundário, transformação parcial ou total de biotita para muscovita, magnetita e rutilo. O 3º estágio ocorre associado à mineralização. Corresponde a sericitização (muscovita + clorita + quartzo + pirita \pm calcopirita) e cloritização (clorita + muscovita + pirita + quartzo + epidoto \pm ilmenita \pm magnetita). O 4º estágio, a alteração propilítica, é caracterizado pela paragênese epidoto + quartzo + muscovita + calcita \pm actinolita \pm titanita \pm pirita \pm rutilo \pm albita \pm

apatita ± allanita. A carbonatização corresponde ao 5º estágio. Ocorre geralmente como vênulas tardias de carbonato ± epidoto ± clorita ± microclinio ± pirita ± calcopirita.

A muscovita é observada em todos os estágios de alteração hidrotermal, quimicamente é um mineral homogêneo, com baixo teor de titânio (0,02 a.f.u.), consistente com origem hidrotermal (Miller et al., 1981; Dempster et al., 1994). Cristais de titanita hidrotermal mostraram leve empobrecimento em elementos terras raras (La e Ce) e maior teor de F, comparado a titanita magmática.

Análises químicas dos diferentes tipos de clorita, mostraram composições similares, e são classificadas predominantemente como clinocloro. Alguns cristais relacionados a mineralização apresentaram composição variando de clinocloro a chamosita. As temperaturas estimadas usando o geotermômetro de clorita (Cathelineau, 1988) no estágio de metassomatismo incipiente foram as temperaturas mais baixas (270°C). A clorita da alteração clorítica (Chl4) apresentou temperatura média de 320°C, a da na sericítica (Chl3) temperaturas entre 255°C e 372 °C. A Chl5, associada à alteração propilítica nas fases finais da entrada de fluidos hidrotermais, possui temperaturas de 260 °C a 338 °C. O teor de MgO contido na clorita diminui e o FeO aumenta do estágio de alteração metassomática incipiente até a alteração sericítica. A principal característica da clorita relacionada ao dique máfico são teores de MgO superiores aos de FeO.

Geoquimicamente a alteração sericítica do granito é caracterizada pelo aumento de K₂O e diminuição de Na₂O e CaO. Comparada ao granito pouco alterado, exhibe enriquecimento em Rb e empobrecimento em Ba, Sr, Zr, Nd, Sm e Eu. Nota-se um enriquecimento em Cu, Bi e Te em relação ao granito. A alteração clorítica do dique máfico é caracterizada por forte enriquecimento de MgO e empobrecimento de CaO e Na₂O, devido provavelmente a substituição do anfibólio ígneo por clorita. Moderado aumento de K₂O e SiO₂, interpretado como resultado da substituição de plagioclásio ígneo por sericita. Exhibe enriquecimento em Li, Ni e Zn em relação ao dique máfico. A alteração propilítica é caracterizada pelo enriquecimento em CaO, além de Na₂O, Ti₂O, MgO e Fe₂O₃. E por maiores concentrações de Ba, Li, Ni e Zn, pelo aumento dos ETR.

A relação da paragênese mineralizada com as alterações hidrotermais sugere a deposição do minério no estágio de alteração sericítica-clorítica. A primeira geração de ouro (Au I) ocorre como inclusões globulares em cristais de pirita e, de forma mais

restrita, na magnetita e livre, com razão Au/Ag de 2,0 – 14,3. A composição do electrum é expressa pela fórmula $Au_{0,241-0,44}Ag_{0,63-0,67}$. O Au II ocorre preenchendo fraturas na pirita, com hábito arredondada e euédricos. A razão Au/Ag é de 2,0 – 3,9 e electrum $Au_{0,38}Ag_{0,76}$. O Au II apresenta maior conteúdo de Ag que o Au I. Associados à mineralização ocorrem minerais de bismuto (bismuto nativo, bismutinita, shimerita, cupravitona, mummeita e matilda) e telureto (hessita).

O granito foi afetado por uma tectônica rúptil, gerando fraturas extensionais NE-SW. O intenso faturamento gerou permeabilidade, permitindo a infiltração de fluidos hidrotermais. Uma característica marcante no depósito é a intensa interação fluido-rocha sobre as rocha encaixantes ao longo da fratura. O desenvolvimento da sericitização e cloritização, formaram uma camada impermeável para o fluido mineralizante. A fonte dos fluidos e/ou metais mineralizantes pode ser relacionada ao granito Santa Helena e/ou ao magma de composição andesítica. Entretanto, como não há datação para o depósito, não se pode descartar fonte granítica não aflorante. Os diques podem ter fornecido calor e/ou fluidos hidrotermais.

O sistema fluido atuante no depósito Santa Helena foi o sistema $H_2O-CO_2-(CH_4)-NaCl$. Os fluidos de altas temperaturas de homogeneização, em média 284°C (212°C- 409°C) são interpretados como representantes da primeira fase de fluidos associada a primeira geração de ouro, densidade entre 0,46 a 0,85 e salinidade 1,7 a 15 wt% NaCl eq. Os fluidos de temperaturas de homogeneização mais baixas, variando de 126°C e 278°C, com salinidade de 16,2 a 22,7 wt% NaCl equiv. e densidade entre 0,64 a 0,85 g/cm³, representam uma segunda fase vapor de temperatura mais baixa. Fluidos do sistema $H_2O-NaCl$ apresentaram salinidade entre 1,1 a 16,0 wt% de NaCl eq., temperatura de homogeneização total de 112,3°C a 279,7 °C e densidade de 0,81 a 0,97 g/cm³. Os fluidos modelados pelo sistema de baixa temperatura e pelo representam uma segunda geração de fluidos, possivelmente relacionado a segunda geração de ouro. Estimam-se pressões entre 1,2 a 1,9 kbar e temperaturas entre 256° e 350 °C para o aprisionamento destas inclusões.

A variedade da salinidade e da temperatura de homogeneização obtidas para o fluido podem estar associadas à infiltração de água meteórica no sistema durante a evolução hidrotermal. A marcante associação da mineralização com a pirita (± calcopirita) sugere a presença de espécies de enxofre dissolvidas no fluido. Os dados sugerem transporte de ouro por meio de complexos de bisulfeto.

Os dados deste trabalho são coerentes com mineralização de ouro em sistema magmático-hidrotermal. O depósito está espacialmente e geneticamente relacionado a alteração hidrotermal do granito Santa Helena. Com base nas características petrográficas, geoquímicas, de inclusões fluidas e da mineralização, sugere que o depósito Santa Helena seja classificado como depósito de ouro magmático-hidrotermal geneticamente relacionado a magmatismo granítico calcio-alcálico oxidado.

Para melhor compreender o depósito de ouro Santa Helena, recomenda-se estudo de detalhe nos diques da região, datação dos diques e da mineralização. Devem-se aprofundar os estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis para a melhor caracterização das condições físico-químicas da mineralização. Recomendam-se estudos de detalhe nos granitos paleoproterozóicos de idades entre 2,1 a 1,9 Ga, para melhor compreensão no papel desse magmatismo na geração de depósitos na Província Aurífera Alta Floresta.

Os dados obtidos, além de contribuir para o melhor entendimento do depósito Santa Helena e de depósitos semelhantes da Província Aurífera Alta Floresta, podem ser usados para o entendimento e a prospecção de ouro na região e em terrenos proterozóicos semelhantes.

2. Referências

Abreu, M.C., 2004. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.

Assis, R.R., 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p

Assis, R.R., 2011. Depósitos Auríferos Associados ao Magmatismo Granítico do Setor Leste da Província Aurífera Alta Floresta (Mt), Cratón Amazônico: Tipologia das Mineralizações, Modelos Genéticos e Implicações Prospectivas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 428p.

Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A.J, Barbuena, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., Pinho, F., 2014. Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cratón Amazônico. In: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian R.M (eds.). Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras. Belo Horizonte, CPRM, 589p.

Assis, R.R., 2015. Depósitos Auríferos Associados ao Magmatismo Félsico da Província de alta Floresta (MT), Cratón Amazonico: Litogeoquímica, Idade das mineralizações e Fonte dos Fluidos. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, 326p.

Bizotto, A.C., 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.

Dardene, M.A; Schobbenhaus, C., 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília, Ed Universidade de Brasília, 392p.

Delgado, I.M. et al., 2001. Projeto Província Mineral Alta Floresta: contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso. Salvador: CPRM. Relatório de Viagem.

Duarte, T.B., Rodrigues, J.B., Ribeiro, P.S.E. and Scandolaro, J.E., 2012. Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 42(4):824-840.

Duarte T.B. 2015. Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cratón Amazônico: implicações geotectônicas. Dissertação de Mestrado. Unicamp. Campinas. 124p.

Heinrich, C.A.; Driesner, T.; Stefansson, A.; Seward, T. M. 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, v. 32; no.9; p. 761-764.

JICA/MMAJ. 2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil. Final report. 137p.

Miguel Jr., E., 2011. Mineralizações Auríferas do Lineamento Peru-Trairão, Província Aurífera de Alta Floresta – MT: Controle Estrutural e Idade U-Pb das Rochas Hospedeiras. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências; Universidade Estadual de Campinas, 66p.

Moreton, L.C. & Martins, E.G., 2003. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - Folha SC.21-Z-B. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.

Moreton L.C. & Martins E.G., 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.

Moura, M.A., 1998. O Maciço Granítico Matupá no Deposito Serrinha (Mt): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade De Brasília, 238p.

Moura, M.A., and Botelho, N.F., 2002, Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província aurífera Juruena-Teles Pires (MT): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 377–386.

Moura M.A., Botelho, N.F., Olívio, G.R., Kyser T.K., 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101: 585-605.

Paes de Barros, A.J.P., 1994. Contribuição a Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas de Peixoto de Azevedo – MT. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências; Universidade de São Paulo. São Paulo, 145p.

Paes de Barros, A.J.P., 2007. Granitos da Região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e Mineralizações Auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154p.

Pimentel, M., 2001. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. Internal Report. Brasília, UnB.

Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R., Chemele-Fr F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:1-5.

Pinho, M. A., Chemale Jr, F., Van Schmus, W. R., and Pinho, F. E., 2003. U–Pb and Sm–Nd evidence for 1.76– 1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1), 1-25.

Rambo, M. J. 2014. Controle estrutural e estudo das Inclusões Fluídas dos garimpos da região de Terra Nova do Norte e Nova Santa Helena, Província Aurífera Alta Floresta, Cráton Amazônico. Dissertação. Universidade Federal de Mato Grosso, 146 p.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.

Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J., 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. CPRM. Brasília. CD-ROM.

Santos, J.O.S.; Van Breemen, O.T.; Groves, D. I.; Hartmann, L.A.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J.; Fletcher, I. R. 2004. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Prec. Research*, 131: 73-109.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-Rom.

Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., and Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3), 120-152.

Silva, M. G., and Abram, M. B., 2008. Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Informe de Recursos Minerais, Série Ouro, 16. CPRM. Goiânia. 212p.

Souza, J.O., Frasca, A.A.S., Oliveira, C.C. (orgs.), 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C - Alta Floresta; SC.21-Z-A - Ilha 24 de Maio, SC.21-Z-B - Vila Guarita. Escala 1:250.000. CPRM. Brasília. CR-ROM.

Tassinari, C. C., and Macambira, M. J., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174-182.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p. 41-95

Teixeira R.V. 2015. Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do depósito Peteca, região de Flor da Serra - MT, na Província Aurífera de Alta Floresta. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Estadual de Campinas.

Trevisan, V.G., 2012B. Metalogênese do ouro no Granito Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 110p.

Trevisan, V.G., 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 129p.

Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, L.T., 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. VASQUEZ, M. L.; ROSACOSTA, L. T. da (Eds.). Belém: CPRM.

Vitório J.A. 2010. A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.

ANEXOS

Anexo 1. Tabela das análises química de feldspatos da fácies 1 do granito Santa Helena.

	SED16-169,40		SED16-64,23	SED16-169,40	SED16-112,65	SED18-42,00		SED18-46,55			EDU04	SED16-64,23			SED16-108,10				SED16-112,65	SED16-115,60					SED16-169,40
SiO₂	58.0	58.0	63.5	61.4	65.8	60.4	60.1	66.4	58.4	60.3	68.2	68.1	68.1	68.5	67.3	66.9	62.4	62.4	65.1	66.5	66.9	65.9	67.2	66.2	59.6
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0
Al₂O₃	17.4	17.4	18.0	23.5	16.0	23.7	23.3	20.7	24.2	24.4	20.8	19.5	19.5	19.8	19.5	19.4	18.3	18.3	18.8	19.4	19.7	19.3	19.6	19.1	20.5
FeO	0.4	0.4	0.2	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
CaO	0.0	0.0	0.0	5.3	2.3	5.5	4.6	4.3	5.9	6.1	1.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.0	0.0	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.5	0.4
Na₂O	0.3	0.3	0.2	9.2	7.7	8.6	8.8	8.1	7.7	8.3	11.4	11.5	11.5	11.3	11.7	11.4	0.3	0.3	11.2	11.1	10.8	11.4	11.5	10.8	10.0
K₂O	15.8	15.8	16.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.7	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	16.2	16.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.4
BaO	0.3	0.3	0.3		0.1						0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0
Si	2.91	2.91	2.98	2.72	3.21	2.72	2.74	2.97	2.68	2.69	2.92	2.99	2.99	3.00	2.97	2.98	2.94	2.94	2.97	2.98	2.99	2.95	2.97	2.99	2.82
Al	1.03	1.03	1.00	1.23	0.92	1.26	1.25	1.09	1.31	1.28	1.05	1.01	1.01	1.02	1.01	1.02	1.02	1.02	1.01	1.02	1.04	1.02	1.02	1.02	1.14
Fe³⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Sítio T	3.95	3.95	3.99	3.95	4.13	3.98	3.99	4.06	3.99	3.98	3.98	4.00	4.00	4.02	3.99	4.00	3.97	3.97	3.98	4.00	4.03	3.97	3.99	4.02	3.97
Fe²⁺	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.25	0.12	0.26	0.23	0.21	0.29	0.29	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Na	0.02	0.02	0.02	0.79	0.73	0.75	0.78	0.71	0.68	0.72	0.95	0.98	0.98	0.96	1.00	0.99	0.02	0.02	0.99	0.97	0.93	0.99	0.98	0.95	0.92
K	1.01	1.01	0.98	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.98	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.08
Ba	0.01	0.01	0.01	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	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SítioA	1.05	1.05	1.01	1.05	0.87	1.02	1.01	0.94	1.01	1.02	1.02	1.00	1.00	0.98	1.01	1.00	1.03	1.03	1.02	1.00	0.97	1.03	1.01	0.98	1.03
% An	0.2	0.2	0.0	23.8	14.2	25.9	22.3	22.5	28.8	28.7	5.8	1.4	1.2	1.4	1.1	1.3	0.1	0.1	2.4	2.3	2.9	3.3	2.2	2.6	1.9
% Ab	2.4	2.4	2.0	75.4	84.1	73.3	76.9	76.0	67.4	70.5	93.8	98.2	98.5	98.2	98.5	98.6	2.3	2.3	97.3	97.1	96.7	96.1	96.9	96.7	89.8
% Or	97.0	97.0	97.3	0.8	1.7	0.8	0.8	1.5	3.8	0.9	0.4	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	95.2	95.2	0.2	0.5	0.3	0.6	0.7	0.5	8.3
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
	Ortoclásio			Oligoclásio Alto								Albita Alta													

Anexo 2. Tabela das análises química de cristais de plagioclásio da fácies 2 do granito Santa Helena.

	SED16-36,45									SED16-83,55					SED16-120,40			SED16-177,40			SED11-38,70				SED11-42,70			
SiO₂	65.8	67.6	67.3	67.7	66.8	65.7	66.4	67.6	67.9	68.2	63.7	62.4	67.1	63.7	55.7	58.2	61.0	63.6	66.2	62.2	62.5	64.5	64.0	65.6	59.4	62.9	61.1	63.0
TiO₂	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.7	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
Al₂O₃	20.5	19.5	19.5	19.4	19.2	18.7	19.0	19.3	19.8	19.3	18.1	18.3	19.9	18.7	17.7	17.2	18.9	19.5	17.3	21.0	20.5	19.1	18.7	19.0	18.1	18.9	18.3	18.8
FeO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.1	0.3	0.8	0.0	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
CaO	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.8	0.4	0.6	0.3	0.6	0.7	0.6	1.8	1.4	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2
Na₂O	10.0	11.1	11.2	11.0	10.9	10.4	11.0	11.2	11.4	11.6	11.1	11.2	11.1	11.1	9.5	10.3	11.2	11.0	9.6	10.3	9.3	11.7	11.5	11.7	10.9	11.2	11.3	11.2
K₂O	1.1	0.1	0.0	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.6	0.4	3.8	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
BaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
Si	2.96	3.00	2.99	3.00	3.00	3.02	2.98	3.00	2.98	2.99	2.98	2.94	2.96	2.95	2.88	2.92	2.89	2.91	3.10	2.84	2.80	2.92	2.94	2.95	2.90	2.93	2.90	2.93
Al	1.09	1.02	1.02	1.01	1.02	1.01	1.00	1.01	1.02	1.00	1.00	1.02	1.03	1.02	1.07	1.02	1.05	1.06	0.95	1.13	1.08	1.02	1.01	1.00	1.04	1.04	1.02	1.03
Fe₃₊	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	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	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	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sítio T	4.05	4.02	4.02	4.01	4.02	4.04	4.00	4.02	4.01	4.00	3.98	3.96	4.00	3.98	3.97	3.97	3.94	3.98	4.06	3.98	3.89	3.95	3.95	3.95	3.95	3.97	3.94	3.97
Fe₂₊	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.09	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.87	0.96	0.96	0.94	0.95	0.93	0.96	0.96	0.97	0.99	1.01	1.02	0.95	1.00	0.96	1.00	1.02	0.98	0.87	0.91	0.81	1.03	1.03	1.02	1.03	1.01	1.04	1.01
K	0.06	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02	0.22	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ba	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SítioA	0.95	0.98	0.98	0.99	0.98	0.96	1.00	0.98	0.99	1.00	1.02	1.04	1.00	1.02	1.03	1.03	1.06	1.02	0.94	1.02	1.11	1.05	1.05	1.05	1.05	1.03	1.06	1.03
% An	1.38	1.64	1.73	1.97	1.87	2.43	2.39	1.17	1.78	0.76	0.85	1.36	3.89	2.14	3.42	1.48	2.64	3.14	2.98	8.60	5.87	1.02	1.22	1.81	0.93	1.15	1.50	0.79
% Ab	92.2	97.7	98.1	95.3	97.3	96.6	96.9	98.4	98.0	98.9	98.8	98.2	95.8	97.4	93.4	97.8	96.8	96.3	93.0	89.3	73.4	98.5	98.3	97.7	98.4	98.3	98.1	98.3
% Or	6.40	0.60	0.19	2.78	0.81	0.80	0.60	0.41	0.25	0.34	0.39	0.36	0.31	0.46	3.09	0.72	0.54	0.46	4.00	2.03	19.8	0.39	0.45	0.48	0.59	0.54	0.39	0.88
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	Albita Alta																											

Anexo 4. Análises químicas de cristais de plagioclásio nos diques máficos e félsicos.

	Dique Máfico								Dique félsico							
	SED16-137,00				SED18-39,00				SED16-24,80							
SiO₂	52.7	61.6	60.8	69.8	53.3	56.7	66.7	66.4	52.9	51.3	50.8	49.2	53.6	49.9	52.2	
TiO₂	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	
Al₂O₃	20.5	23.2	23.7	17.4	26.3	27.0	20.1	20.7	24.2	22.8	25.4	24.4	25.8	18.1	22.2	
FeO	6.9	0.3	0.1	0.2	2.4	0.4	0.2	0.1	3.9	0.2	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	
CaO	2.7	4.4	4.4	2.9	7.7	8.7	1.2	1.3	0.4	5.0	6.8	7.4	8.0	6.5	5.8	
Na₂O	5.7	8.9	8.7	7.6	5.2	6.6	11.1	11.1	4.2	5.9	6.4	5.7	6.7	6.8	7.2	
K₂O	4.2	0.1	0.7	0.1	0.9	0.1	0.1	0.1	6.9	1.7	2.0	1.4	0.2	0.1	0.2	
BaO	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	
Total	93.5	98.5	98.7	97.9	95.9	99.7	99.5	99.8	92.5	87.0	91.9	88.6	94.7	81.7	87.8	
Si	2.40	2.77	2.72	3.22	2.45	2.55	2.93	2.91	2.53	2.63	2.45	2.47	2.53	2.72	2.63	
Al	1.10	1.23	1.25	0.95	1.43	1.43	1.04	1.07	1.36	1.38	1.45	1.45	1.43	1.16	1.32	
Fe³⁺	0.26	0.01	0.00	0.00	0.09	0.02	0.01	0.00	0.15	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ti	0.03	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	
Sítio T	3.78	4.01	3.98	4.17	3.97	4.00	3.99	3.99	4.05	4.02	3.91	3.94	3.97	3.90	3.97	
Fe²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.13	0.21	0.21	0.14	0.38	0.42	0.06	0.06	0.02	0.28	0.35	0.40	0.40	0.38	0.31	
Na	0.50	0.77	0.76	0.68	0.47	0.57	0.95	0.95	0.39	0.58	0.60	0.56	0.61	0.71	0.70	
K	0.25	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.42	0.11	0.12	0.09	0.01	0.00	0.01	
Ba	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	
Sítio A	1.2	1.0	1.0	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	1.0	1.1	1.1	1.0	1.1	1.0	
% An	14.8	21.5	20.7	17.1	41.9	41.8	5.5	6.2	2.2	28.4	32.8	38.1	39.2	34.5	30.5	
% Ab	57.2	77.8	74.8	82.2	51.8	57.2	93.9	93.2	46.7	60.1	55.8	53.3	59.3	64.9	68.2	
% Or	28	1	4	1	6	1	1	1	51	11	11	9	1	0	1	
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
	Ca- Anortoclásio	Oligoclásio Alto			Andesina			Albita Alta	Sanidina	K- Olig.	K-Andesina		Andesina Alta			

Anexo 5. Análises químicas de cristais de piroxênio do dique andesítico.

Elemento	SED16-137,00	SED16-137,00	SED16-137,00
SiO ₂	55.95	50.53	52.59
TiO ₂	0.00	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	0.58	3.75	0.95
Fe ₂ O ₃	8.81	15.65	12.21
MnO	0.36	0.34	0.25
MgO	18.60	14.05	16.13
CaO	12.81	12.21	11.69
Na ₂ O	0.06	0.35	0.29
Total	97.16	96.98	94.20
Si	2.13	1.99	2.10
Al	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00
Sítio T	2.13	2.00	2.10
Al	0.03	0.16	0.04
Fe ³⁺	0.25	0.46	0.37
Mg	0.72	0.37	0.59
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00
Sítio M1	1.00	1.00	1.00
Mg	0.33	0.45	0.37
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01
Ca	0.52	0.51	0.50
Na	0.00	0.03	0.02
Sítio M2	0.87	1.00	0.90

Anexo 6. Análises químicas de cristais de anfibólio dos diques.

	SED16-137,00								SED18-39,00				
SiO ₂	48.90	53.05	51.12	48.18	51.21	51.16	52.68	51.66	41.08	39.24	41.17	41.70	41.96
TiO ₂	0.32	0.00	0.08	0.54	0.21	0.02	0.07	0.01	2.51	2.36	2.66	2.65	2.46
Al ₂ O ₃	6.80	2.36	4.27	7.95	3.50	3.53	3.98	3.81	11.72	10.39	12.48	11.58	11.10
FeO	12.91	10.66	12.82	14.03	11.07	13.53	12.02	12.33	13.67	11.74	14.01	12.84	12.90
MnO	0.28	0.36	0.44	0.33	0.34	0.45	0.20	0.33	0.19	0.19	0.26	0.17	0.11
MgO	14.19	17.59	15.31	12.86	16.13	15.00	15.93	15.03	13.53	13.42	13.69	14.35	14.55
CaO	12.49	12.68	12.48	11.98	12.44	11.96	12.33	11.95	11.17	10.81	11.08	10.93	10.70
Na ₂ O	0.63	0.20	0.40	0.86	0.32	0.69	0.58	0.40	2.18	1.89	1.98	2.14	2.38
K ₂ O	0.31	0.14	0.17	0.19	0.09	0.26	0.09	0.33	0.75	0.73	0.65	0.63	0.58
F	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.14	0.10
Cl	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
V ₂ O ₃	0.03	0.01	0.05	0.05	0.01	0.03	0.01	0.06	0.07	0.15	0.00	0.12	0.05
NiO	0.00	0.10	0.10	0.02	0.03	0.03	0.06	0.11	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
Total	96.9	97.1	97.3	97.0	95.3	96.7	98.0	96.1	96.9	90.9	98.1	97.3	96.9
Si	7.12	7.59	7.38	7.04	7.48	7.47	7.52	7.54	6.08	6.16	5.99	6.10	6.17
Al	0.88	0.40	0.62	0.96	0.52	0.53	0.48	0.46	1.92	1.84	2.01	1.90	1.83
Ti	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
Sítio T	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	0.29	0.00	0.10	0.41	0.08	0.07	0.19	0.20	0.12	0.08	0.13	0.10	0.09
Ti	0.04	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.28	0.28	0.29	0.29	0.27
Fe ³⁺	0.32	0.28	0.39	0.24	0.33	0.32	0.22	0.17	0.72	0.66	0.96	0.84	0.78
V	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Sc	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
Cr	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ³⁺	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
Zr	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
Mg	3.08	3.75	3.29	2.80	3.51	3.26	3.39	3.27	2.98	3.14	2.97	3.13	3.19
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	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	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
Fe ²⁺	1.25	0.95	1.15	1.46	1.02	1.32	1.18	1.31	0.89	0.82	0.65	0.61	0.66
Mn	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li	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
Sítio C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Li	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
Mn	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.08	0.06	0.10	0.11	0.14
Co	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
Ni	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
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	0.00
Mg	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
Ca	1.95	1.91	1.93	1.88	1.94	1.87	1.89	1.87	1.77	1.82	1.73	1.71	1.68
Sr	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.00	0.02	0.06	0.02	0.06	0.06	0.06	0.12	0.10	0.14	0.15	0.16
Sítio B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.16	0.06	0.09	0.18	0.07	0.13	0.10	0.05	0.50	0.48	0.41	0.46	0.52
Ba	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	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
Ca	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.06	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	0.06	0.14	0.15	0.12	0.12	0.11
Rb	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
Cs	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
Sítio A	0.214	0.122	0.122	0.220	0.082	0.182	0.119	0.117	0.646	0.623	0.535	0.572	0.625
OH	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	1.95	1.93	1.95
Cl	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.05
ΣOH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

Fórmula para o conteúdo médio de Fe³⁺

Anexo 7 . Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de muscovita.

Amostra	Metassomatismo Incipiente									Alteração Clorítica	Alteração Sericitica															
	SED16-25,85		SED11-38,70	SED11-42,70						EDU03	EDU01						EDU02				SED18-110,25					
SiO ₂	47,5	46,2	43,7	44,4	40,2	46,5	45,6	46,3	47,0	39,3	47,8	44,3	46,7	46,4	46,9	44,1	46,5	44,8	45,8	45,0	42,1	43,0	42,5	41,0	42,1	
TiO ₂	0,3	0,1	0,2	0,2	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	0,4	0,1	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,0	0,5	0,4	0,2	1,1	1,0	0,9	0,5	1,1	
Al ₂ O ₃	29,2	27,9	26,8	26,7	27,0	28,2	28,7	28,8	28,5	21,7	27,2	26,6	29,5	28,6	28,6	26,7	28,8	27,6	28,9	27,2	29,8	31,1	29,4	29,7	30,1	
FeO	4,1	4,9	7,9	3,7	3,1	3,4	3,4	3,9	2,9	4,1	3,5	3,6	3,4	4,2	3,5	3,9	3,7	3,6	3,5	5,4	3,9	3,7	3,9	3,8	3,6	
MnO	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	
MgO	2,0	1,9	1,7	1,8	1,2	2,2	2,1	2,0	2,3	3,8	2,0	1,8	1,8	1,9	2,0	1,8	1,8	1,9	1,7	4,5	1,1	1,0	1,3	1,0	0,9	
BaO	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,3	0,0	0,3	0,2	0,2	0,1	0,4	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,5	0,3	0,2	0,3	0,1	
CaO	0,0	1,8	0,4	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	
Na ₂ O	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	
K ₂ O	10,2	9,2	9,9	9,9	9,7	9,5	9,7	9,4	9,6	8,4	10,2	8,9	9,7	9,6	9,6	9,8	9,5	10,3	9,8	8,4	10,5	10,6	10,4	10,5	10,3	
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Total	93,5	92,6	90,7	87,2	82,0	90,3	90,0	91,3	90,7	78,1	91,3	85,9	91,8	91,3	91,6	87,1	90,6	89,0	90,4	91,1	89,2	91,1	88,9	87,0	88,5	
OH=	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	
H ₂ O=	8,7	8,6	8,2	8,1	7,6	8,5	8,4	8,5	8,5	7,2	8,5	8,0	8,6	8,5	8,6	8,1	8,5	8,3	8,5	8,4	8,2	8,4	8,2	8,0	8,2	
Total	102,2	101,1	98,9	95,3	89,6	98,7	98,4	99,9	99,3	85,3	99,9	93,9	100,4	99,8	100,1	95,1	99,1	97,2	98,8	99,5	97,4	99,5	97,1	95,0	96,6	
<i>Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio</i>																										
Si ^{IV}	6,53	6,48	6,36	6,56	6,35	6,58	6,49	6,51	6,61	6,53	6,71	6,60	6,51	6,53	6,57	6,54	6,56	6,49	6,50	6,38	6,15	6,13	6,21	6,15	6,17	
Al ^{IV}	1,47	1,52	1,64	1,44	1,65	1,42	1,51	1,49	1,39	1,47	1,29	1,40	1,49	1,47	1,43	1,46	1,44	1,51	1,50	1,62	1,85	1,87	1,79	1,85	1,83	
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Ti ^{VI}	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,05	0,04	0,02	0,12	0,11	0,10	0,05	0,12	
Al ^{VI}	3,25	3,08	2,97	3,23	3,37	3,29	3,30	3,28	3,32	2,78	3,22	3,28	3,35	3,27	3,28	3,21	3,34	3,21	3,32	2,93	3,29	3,36	3,27	3,39	3,36	
Fe ⁺²	0,47	0,57	0,96	0,45	0,41	0,41	0,40	0,46	0,35	0,57	0,42	0,44	0,40	0,49	0,41	0,49	0,44	0,44	0,41	0,64	0,47	0,44	0,48	0,48	0,44	
Mn ⁺²	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mg ⁺²	0,40	0,40	0,36	0,39	0,29	0,47	0,43	0,42	0,47	0,95	0,41	0,41	0,37	0,40	0,41	0,39	0,38	0,40	0,36	0,94	0,23	0,22	0,29	0,22	0,20	
Sítio O	4,17	4,08	4,33	4,10	4,07	4,18	4,17	4,20	4,14	4,36	4,07	4,17	4,15	4,19	4,14	4,13	4,17	4,12	4,14	4,55	4,12	4,13	4,15	4,14	4,12	
Ba ⁺²	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	
Ca ⁺²	0,00	0,27	0,06	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na ⁺²	0,03	0,06	0,01	0,05	0,10	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,07	0,04	0,05	0,06	
K ⁺¹	1,77	1,64	1,83	1,86	1,94	1,70	1,75	1,67	1,70	1,76	1,82	1,68	1,71	1,71	1,71	1,85	1,70	1,90	1,77	1,51	1,95	1,92	1,94	2,00	1,92	
Sítio A	1,81	1,98	1,90	1,94	2,09	1,74	1,81	1,73	1,77	1,83	1,88	1,73	1,77	1,76	1,77	1,91	1,75	1,95	1,82	1,55	2,05	2,00	1,99	2,07	1,99	
F	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	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cl	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	13,98	14,07	14,23	14,04	14,16	13,92	13,98	13,93	13,91	14,20	13,95	13,90	13,92	13,95	13,91	14,04	13,92	14,07	13,96	14,13	14,17	14,14	14,14	14,21	14,11	

Anexo 7 . Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de muscovita (continuação).

Amostra	Alteração Sericitica																	
	SED18-110,25			SED11-44,25						SED07-67,70								
SiO ₂	41,6	41,1	42,6	39,7	40,7	41,1	40,9	40,5	41,8	44,5	43,3	37,6	39,1	43,4	44,5	43,9	44,3	44,6
TiO ₂	0,3	1,1	0,3	0,3	0,6	0,3	0,1	0,6	0,3	0,4	0,3	0,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	28,9	30,6	29,4	24,8	28,3	28,4	28,2	28,1	29,6	29,0	27,4	26,2	27,8	30,0	30,3	30,0	30,4	29,2
FeO	4,2	3,5	4,7	3,8	3,5	3,4	4,5	3,3	3,2	4,4	4,1	3,6	7,1	6,2	5,0	5,7	3,1	3,1
MnO	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
MgO	1,4	0,9	1,7	3,6	1,6	1,5	2,0	1,8	1,8	2,0	2,2	1,5	4,6	5,1	4,2	3,5	1,9	1,8
BaO	0,2	0,2	0,5	0,0	0,2	0,0	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1
CaO	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Na ₂ O	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
K ₂ O	10,8	10,4	10,6	8,2	10,6	9,9	10,0	9,5	10,1	10,5	10,6	8,3	7,8	7,9	8,0	8,1	10,1	10,5
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	87,7	88,1	90,1	80,7	85,9	84,9	86,3	84,2	87,2	91,2	88,6	79,0	86,6	92,9	92,7	91,4	90,1	89,8
OH=	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
H ₂ O=	8,0	8,1	8,2	7,5	7,9	7,9	7,9	7,8	8,1	8,4	8,1	7,3	7,9	8,6	8,7	8,5	8,4	8,4
Total	95,7	96,3	98,4	88,2	93,8	92,8	94,2	92,0	95,3	99,6	96,7	86,3	94,5	101,5	101,3	99,9	98,5	98,1
<i>Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio</i>																		
Si ^{IV}	6,20	6,06	6,20	6,34	6,19	6,25	6,20	6,22	6,20	6,34	6,37	6,16	5,92	6,05	6,17	6,19	6,31	6,40
Al ^{IV}	1,80	1,94	1,80	1,66	1,81	1,75	1,80	1,78	1,80	1,66	1,63	1,84	2,08	1,95	1,83	1,81	1,69	1,60
Sítio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti ^{VI}	0,04	0,12	0,03	0,04	0,07	0,04	0,02	0,07	0,04	0,04	0,03	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
Al ^{VI}	3,28	3,38	3,24	3,01	3,26	3,34	3,23	3,30	3,36	3,21	3,13	3,23	2,89	2,98	3,12	3,17	3,42	3,34
Fe ⁺²	0,52	0,43	0,57	0,51	0,45	0,43	0,57	0,42	0,40	0,52	0,51	0,49	0,90	0,72	0,58	0,67	0,37	0,38
Mn ⁺²	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Mg ⁺²	0,31	0,19	0,36	0,86	0,35	0,34	0,44	0,40	0,39	0,42	0,47	0,37	1,03	1,07	0,87	0,73	0,40	0,40
Sítio O	4,15	4,13	4,22	4,44	4,15	4,17	4,27	4,20	4,20	4,20	4,17	4,23	4,82	4,77	4,60	4,58	4,19	4,13
Ba ⁺²	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca ⁺²	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na ⁺²	0,05	0,07	0,05	0,03	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,06	0,09	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04
K ⁺¹	2,04	1,95	1,95	1,66	2,04	1,90	1,91	1,86	1,91	1,90	1,99	1,73	1,49	1,39	1,41	1,44	1,83	1,92
Sítio A	2,12	2,04	2,03	1,69	2,10	1,98	1,99	1,93	1,95	1,96	2,07	1,88	1,54	1,42	1,45	1,47	1,86	1,97
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	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	0,00	0,00	0,00
Total	14,28	14,17	14,25	14,13	14,25	14,15	14,26	14,13	14,16	14,16	14,24	14,11	14,36	14,19	14,06	14,05	14,06	14,10

Anexo 8. Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de cloritas.

Rocha	Granito Santa Helena (Clorita 1)																												
Amostra	EDU04				SED16-115,60				SED16-169,40				SED1 8-35,68	SED1 8-42,00	SED11-50,90				SED16-120,40		SED16-177,40								
SiO ₂	26.5	25.7	29.8	26.5	27.8	27.7	30.0	29.1	28.4	28.8	31.1	27.4	29.3	27.6	27.7	28.0	27.6	26.7	26.7	30.6	25.5	27.9	27.8	27.7	27.8	27.5	27.6	30.9	27.7
TiO ₂	0.0	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.5	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	
Al ₂ O ₃	19.0	19.3	17.7	16.6	17.4	16.3	16.5	15.5	15.8	16.5	16.1	16.8	17.0	16.4	17.0	16.1	17.7	17.5	18.8	14.1	18.2	17.3	17.6	17.6	18.1	17.1	17.0	17.7	17.9
FeO	20.1	22.9	19.9	22.8	21.9	22.5	20.9	22.3	23.4	22.0	21.3	23.2	22.0	20.6	20.1	20.6	22.6	23.1	24.0	19.0	21.5	20.4	20.9	20.8	21.0	20.8	20.8	19.6	21.0
MnO	0.7	0.7	0.5	0.7	0.5	0.7	0.6	0.5	0.6	0.5	0.4	0.8	0.7	0.8	0.7	0.6	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	1.1
MgO	18.1	16.1	16.1	17.6	17.7	18.3	17.0	16.3	15.9	18.7	15.9	16.2	14.4	19.8	18.2	20.1	18.5	17.4	18.1	20.0	18.8	18.6	19.5	19.1	18.5	18.7	18.7	16.2	18.8
CaO	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
K ₂ O	0.1	0.1	0.8	0.0	0.0	0.1	2.4	1.6	0.9	0.2	3.5	0.5	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0
F	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	85	85	85	85	86	86	88	86	85	87	89	85	85	86	84	86	87	85	88	85	85	85	87	86	86	85	85	87	87
OH	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	7.9	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
H ₂ O	5.6	5.5	5.7	5.5	5.6	5.6	5.7	5.6	5.5	5.7	5.8	5.5	5.6	5.6	5.6	5.6	5.7	5.6	5.7	5.7	5.5	5.7	5.7	5.7	5.7	5.6	5.6	5.8	5.7
Total	90.3	90.5	90.9	90.0	91.2	91.5	93.8	91.2	91.0	92.7	94.6	90.6	90.3	91.4	89.9	91.4	93.0	90.7	94.0	90.8	90.3	90.8	92.6	91.8	92.0	90.8	90.6	92.5	92.7
Fórmula estrutural calculada com base em 28 átomos de oxigênio																													
Si ³⁺	5.7	5.6	6.3	5.8	5.9	5.9	6.2	6.3	6.1	6.0	6.4	5.9	6.3	5.9	5.9	5.9	5.8	5.8	5.6	6.4	5.5	5.9	5.8	5.8	5.8	5.9	5.9	6.4	5.8
Al ^{IV}	2.3	2.4	1.7	2.2	2.1	2.1	1.8	1.7	1.9	2.0	1.6	2.1	1.7	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.4	1.6	2.5	2.1	2.2	2.2	2.2	2.1	2.1	1.6	2.2
Sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti ⁴⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ^{VI}	2.4	2.5	2.7	2.0	2.3	2.0	2.3	2.2	2.2	2.1	2.4	2.2	2.6	2.0	2.2	2.0	2.1	2.2	2.2	1.9	2.1	2.2	2.1	2.2	2.3	2.2	2.2	2.7	2.2
Fe ⁺²	3.6	4.1	3.5	4.2	3.9	4.0	3.6	4.0	4.2	3.9	3.7	4.2	4.0	3.7	3.6	3.6	3.9	4.2	4.2	3.3	3.9	3.6	3.6	3.7	3.7	3.7	3.7	3.4	3.7
Mn ⁺²	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Mg ⁺²	5.8	5.2	5.1	5.7	5.6	5.8	5.3	5.2	5.1	5.8	4.9	5.2	4.6	6.2	5.8	6.3	5.8	5.6	5.6	6.3	6.0	5.9	6.1	6.0	5.8	5.9	5.9	5.0	5.9
Ca ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K ⁺¹	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.6	0.4	0.2	0.1	0.9	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0
Sítio O	12.0	12.0	11.6	12.1	11.9	12.0	12.0	12.0	11.9	12.0	12.0	12.0	11.8	12.1	11.9	12.1	12.0	12.0	12.1	11.9	12.2	11.9	12.0	12.0	11.9	12.0	12.0	11.6	12.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
T°C	314.9	330.4	215.8	295.5	273.8	274.1	222.0	219.4	237.4	255.5	189.1	269.1	213.5	283.3	269.9	271.6	296.1	300.2	330.3	188.1	340.9	272.3	291.4	287.2	286.0	282.5	278.3	196.4	295.2

Anexo 8. Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de cloritas (Continuação).

Rocha	Granito Santa Helena (Clorita 1)						Dique Andesítico (Clorita 2)					Alteração Clorítica (Clorita 4)																
	SED16-177,40				SED16-83,55		SED16-137,00	SED18-12,00				EDU03				SED16-108,65						SED07-64,20				SED07-64,20	SED18-145,45	
SiO ₂	31.4	28.9	27.9	27.9	28.3	27.8	28.6	26.7	28.3	30.3	31.6	27.4	26.9	29.4	28.9	26.7	28.0	28.2	29.6	28.1	27.9	28.1	26.4	26.2	25.9	25.9	26.1	26.4
TiO ₂	0.3	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.3	0.0	0.1	0.0	0.2
Al ₂ O ₃	19.1	17.3	17.0	16.6	16.2	17.3	16.3	19.9	19.2	17.5	18.2	21.0	20.2	19.8	19.0	19.0	17.7	17.8	19.2	18.2	17.3	21.1	20.9	20.9	20.5	21.0	20.4	20.1
FeO	18.8	20.5	21.7	20.3	24.5	24.9	19.6	16.8	16.0	16.3	15.9	17.3	16.4	15.3	17.9	18.0	18.1	17.9	17.6	17.4	18.0	15.2	15.6	15.5	15.8	15.7	15.5	21.1
MnO	0.8	1.0	0.8	0.8	0.9	1.1	0.5	0.2	0.1	0.2	0.2	0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
MgO	19.8	19.4	18.2	19.6	14.9	14.9	20.5	21.3	22.4	23.4	23.4	20.5	21.6	21.1	19.0	20.9	21.9	22.7	22.9	22.5	21.3	22.5	23.0	22.2	23.0	22.3	22.7	18.0
CaO	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Na ₂ O	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
K ₂ O	0.1	0.1	0.0	0.0	0.6	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
F	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	91	87	86	85	86	87	86	85	86	88	90	87	86	86	86	85	86	87	90	87	85	88	87	86	86	86	85	86
OH	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
H ₂ O	6.1	5.8	5.6	5.6	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	5.9	5.8	5.9	5.8	5.7	5.8	5.9	6.1	5.9	5.7	6.0	5.9	5.8	5.8	5.8	5.8	5.7
Total	96.9	93.2	91.3	91.1	91.3	92.3	91.8	90.8	92.3	94.0	95.9	92.8	91.5	92.3	92.1	90.8	92.1	93.0	96.0	92.6	91.0	93.7	92.5	91.4	91.6	91.3	91.1	92.2
Fórmula estrutural calculada com base em 28 átomos de oxigênio																												
Si ³⁺	6.1	6.0	5.9	5.9	6.1	6.0	6.0	5.6	5.8	6.1	6.1	5.6	5.5	5.9	6.0	5.6	5.8	5.8	5.8	5.7	5.8	5.6	5.4	5.4	5.3	5.3	5.4	5.5
Al ^{IV}	1.9	2.0	2.1	2.1	1.9	2.0	2.0	2.4	2.2	1.9	1.9	2.4	2.5	2.1	2.0	2.4	2.2	2.2	2.2	2.3	2.2	2.4	2.6	2.6	2.7	2.7	2.6	2.5
Sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti ⁴⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ^{VI}	2.5	2.2	2.2	2.1	2.2	2.3	2.0	2.4	2.4	2.2	2.3	2.6	2.5	2.6	2.6	2.3	2.1	2.1	2.3	2.1	2.1	2.6	2.4	2.4	2.3	2.4	2.4	2.5
Fe ⁺²	3.1	3.5	3.8	3.6	4.4	4.5	3.4	2.9	2.7	2.7	2.6	2.9	2.8	2.6	3.1	3.2	3.1	3.1	2.9	3.0	3.2	2.5	2.7	2.7	2.7	2.7	3.7	
Mn ⁺²	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mg ⁺²	5.8	6.0	5.7	6.2	4.8	4.8	6.4	6.6	6.8	7.0	6.8	6.2	6.6	6.3	5.8	6.5	6.7	6.9	6.7	6.9	6.6	6.7	7.0	6.8	7.0	6.8	7.0	5.6
Ca ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K ⁺¹	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sítio O	11.6	11.9	12.0	12.0	11.9	11.9	12.0	12.0	11.9	11.9	11.8	11.9	12.0	11.7	11.8	12.1	12.0	12.1	12.0	12.1	12.0	11.9	12.1	12.0	12.2	12.1	12.1	12.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
T°C	237.2	264.3	271.6	273.5	240.9	267.7	263.2	332.1	300.2	251.7	237.7	328.3	333.6	270.5	267.4	324.2	296.2	297.3	290.6	302.5	284.6	323.4	361.7	359.1	366.8	366.0	359.2	334.5

Anexo 8. Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de cloritas (Continuação).

Rocha		Alteração Sericitica (Clorita 3)																											
Amostr a	EDU02				EDU 1	SED11-44,25								EDU06						SED07-67,70						SED07-67,70			
SiO ₂	27.1	25.1	26.1	28.0	25.8	27.7	27.3	26.2	27.7	26.2	27.5	26.6	26.0	26.9	25.6	25.9	28.6	26.3	26.7	28.7	24.6	25.3	24.0	24.8	24.0	24.3	24.0	25.7	
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.0	0.1	0.1	
Al ₂ O ₃	16.7	20.0	20.9	15.7	18.6	19.1	18.5	18.6	19.1	18.1	19.4	19.5	17.9	20.6	20.0	20.4	16.8	19.2	18.4	21.4	18.4	17.5	19.5	18.0	19.6	19.2	19.8	17.5	
FeO	26.0	23.0	23.2	22.8	20.3	25.8	26.1	22.2	21.3	22.2	23.2	23.6	22.1	19.3	26.3	25.8	25.1	27.0	25.8	20.5	23.8	23.8	21.1	20.1	24.0	23.3	23.1	25.3	
MnO	0.3	0.6	0.4	0.2	0.6	0.7	0.7	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6	0.6	0.3	0.7	0.3	0.5	0.4	0.4	1.1	1.2	0.5	0.5	0.5	0.4	
MgO	15.5	16.8	16.9	18.1	18.0	15.6	14.7	17.9	19.5	17.3	17.0	17.7	17.0	10.9	14.6	14.5	17.1	14.9	15.9	12.9	16.8	16.3	17.9	17.7	16.5	17.2	16.7	16.3	
CaO	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	
F	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Total	86	86	88	85	84	89	88	86	88	85	88	88	84	80	87	87	88	88	87	86	84	84	84	82	85	85	84	86	
OH	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	7.98	8.00	7.99	7.99	8.00	7.99	7.98	
H ₂ O	5.5	5.6	5.7	5.5	5.5	5.8	5.6	5.6	5.8	5.5	5.7	5.7	5.5	5.3	5.6	5.6	5.7	5.6	5.6	5.7	5.4	5.40	5.49	5.39	5.49	5.49	5.47	5.49	
Total	91.3	91.1	93.4	90.6	89.3	94.8	93.3	91.2	94.1	90.2	93.6	93.8	89.2	85.7	92.6	92.9	93.8	93.9	92.8	92.1	89.8	88.9	89.3	87.5	90.7	90.1	89.7	91.0	
Fórmula estrutural calculada com base em 28 átomos de oxigênio																													
Si ⁺³	5.9	5.4	5.4	6.0	5.6	5.8	5.8	5.6	5.7	5.7	5.7	5.5	5.7	6.1	5.5	5.5	6.0	5.6	5.7	6.0	5.4	5.61	5.25	5.50	5.24	5.31	5.26	5.60	
Al ^{IV}	2.1	2.6	2.6	2.0	2.4	2.2	2.2	2.4	2.3	2.3	2.3	2.5	2.3	1.9	2.5	2.5	2.0	2.4	2.3	2.0	2.6	2.39	2.75	2.50	2.76	2.69	2.74	2.40	
Sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Ti ⁺⁴	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.03	0.05	0.05	0.00	0.01	0.01	
Al ^{VI}	2.2	2.5	2.6	2.0	2.3	2.4	2.4	2.3	2.3	2.3	2.5	2.3	2.3	3.5	2.5	2.6	2.1	2.4	2.3	3.3	2.2	2.17	2.28	2.21	2.28	2.26	2.37	2.11	
Fe ⁺²	4.7	4.1	4.0	4.1	3.7	4.5	4.6	4.0	3.7	4.0	4.0	4.1	4.0	3.6	4.7	4.6	4.4	4.8	4.6	3.6	4.4	4.42	3.85	3.74	4.38	4.25	4.23	4.60	
Mn ⁺²	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.07	0.20	0.22	0.10	0.09	0.09	0.06	
Mg ⁺²	5.0	5.4	5.3	5.8	5.8	4.8	4.7	5.7	6.0	5.6	5.3	5.5	5.5	3.7	4.6	4.6	5.3	4.7	5.1	4.0	5.5	5.39	5.84	5.87	5.35	5.61	5.46	5.31	
Ca ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	
Na ⁺²	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ⁺¹	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	
Sítio O	12.0	12.1	12.0	12.0	12.0	11.9	11.9	12.1	12.0	12.0	11.9	12.1	12.0	11.5	12.0	11.9	11.9	12.0	12.0	11.6	12.2	12.1	12.2	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	
T°C	278.8	357.7	350.7	256.4	325.0	298.9	292.9	324.6	311.3	312.7	304.2	333.8	310.0	251.7	344.3	339.6	263.1	327.9	310.2	255.6	355.7	322.7	380.0	340.8	383.1	371.9	378.9	324.0	

Anexo 8. Tabela com análises químicas obtidas a partir de dados de microsonda eletrônica de cloritas (Continuação).

Rocha	Alteração Sericitica (Clorita 3)									Alteração Propilítica (Clorita5)									
	SED07-71,15									SED16-64,23				SED16-108,10					
SiO ₂	25.8	25.9	25.2	29.4	22.1	25.9	25.9	26.0	23.3	28.2	28.6	27.4	25.5	27.3	27.5	26.6	26.7	25.8	26.1
TiO ₂	0.1	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	18.5	19.5	19.3	19.8	18.3	17.2	18.5	17.8	17.8	16.7	16.1	17.6	19.7	16.8	18.7	18.5	18.2	19.0	17.8
FeO	27.6	25.8	29.0	22.5	26.9	15.7	15.7	17.5	17.8	21.8	21.0	21.2	20.5	23.4	21.0	20.9	21.1	21.8	23.3
MnO	1.0	1.6	1.2	1.6	1.8	0.5	0.5	0.2	0.5	0.6	0.4	0.7	0.7	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6
MgO	14.2	14.6	12.0	16.8	10.6	19.0	19.9	19.1	17.9	18.9	19.9	19.1	18.4	18.1	20.4	19.2	19.2	18.1	16.9
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
F	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
Cl	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	87	88	87	90	80	79	81	81	78	87	86	86	85	86	88	86	86	85	85
OH	7.98	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	7.98	7.97	8.00	7.97	8.00	7.99	7.98	7.99	7.98	8.00	7.98	8.00
H ₂ O	5.53	5.61	5.48	5.95	5.00	5.32	5.47	5.43	5.14	5.71	5.69	5.69	5.61	5.61	5.86	5.67	5.66	5.59	5.52
Total	92.9	93.1	92.4	96.0	84.9	84.0	86.0	86.4	83.1	92.4	92.0	91.9	90.7	91.9	94.3	91.6	91.2	91.0	90.3
Fórmula estrutural calculada com base em 28 átomos de oxigênio																			
Si ³⁺	5.58	5.53	5.50	5.92	5.31	5.84	5.67	5.72	5.41	5.93	6.00	5.77	5.43	5.82	5.63	5.61	5.66	5.52	5.66
Al ^{IV}	2.42	2.47	2.50	2.08	2.69	2.16	2.33	2.28	2.59	2.07	2.00	2.23	2.57	2.18	2.37	2.39	2.34	2.48	2.34
Sítio T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti ⁴⁺	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02
Al ^{VI}	2.28	2.44	2.48	2.61	2.48	2.40	2.45	2.34	2.29	2.06	1.98	2.13	2.40	2.03	2.15	2.22	2.20	2.30	2.20
Fe ⁺²	4.99	4.61	5.31	3.80	5.39	2.96	2.87	3.23	3.46	3.84	3.68	3.73	3.66	4.17	3.60	3.69	3.74	3.90	4.22
Mn ⁺²	0.18	0.29	0.22	0.27	0.36	0.09	0.10	0.05	0.10	0.11	0.08	0.13	0.13	0.08	0.07	0.09	0.06	0.09	0.10
Mg ⁺²	4.59	4.65	3.93	5.04	3.80	6.37	6.50	6.27	6.20	5.92	6.25	5.99	5.86	5.76	6.23	6.05	6.05	5.76	5.48
Ca ⁺²	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03
K ⁺¹	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
Sítio O	12.1	12.0	12.0	11.7	12.1	11.9	11.9	12.0	12.2	12.0	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
F	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Cl	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
Total	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
T°C	328.0	335.7	340.0	272.9	371.3	285.2	312.7	304.5	354.4	272.1	260.1	297.2	351.1	289.6	319.4	323.0	314.8	338.0	315.4

Anexo 9 . Tabela com análises químicas de titanita.

Amostr a	Titanita 1															
	EDU04		SED16-108.10			S16- 112.65	SED18-35,68						SED18-42,00			
SiO ₂	28.89	29.74	29.65	28.99	30.34	29.34	29.08	30.04	30.13	29.63	29.40	29.52	29.50	29.84	29.71	30.00
TiO ₂	34.19	35.45	36.20	35.82	37.91	36.79	35.81	38.55	37.82	36.43	38.27	37.33	39.58	37.89	38.79	38.53
Al ₂ O ₃	1.38	1.34	1.36	1.30	1.66	1.45	1.21	1.40	1.40	1.46	0.97	1.40	0.98	1.04	1.28	1.32
Fe ₂ O ₃	1.70	1.66	1.39	1.78	1.29	1.44	1.50	1.73	1.73	1.81	1.19	1.73	1.21	1.29	1.58	1.63
La ₂ O ₃	0.20	0.05	0.08	0.04	0.03	0.06	0.17	0.01	0.06	0.14	0.27	0.18	0.22	0.17	0.04	0.05
Ce ₂ O ₃	1.32	0.38	1.00	0.98	0.63	0.48	1.62	0.63	0.70	1.10	1.47	1.47	1.19	1.19	0.51	0.51
Gd ₂ O ₃	0.09	0.00	0.07	0.14	0.04	0.08	0.06	0.00	0.08	0.07	0.05	0.06	0.05	0.12	0.04	0.05
Yb ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.09	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.10
Y ₂ O ₃	0.26	0.10	0.49	0.48	0.24	0.39	0.18	0.19	0.02	0.39	0.27	0.28	0.13	0.29	0.09	0.25
MnO	0.16	0.12	0.10	0.08	0.08	0.12	0.22	0.19	0.11	0.11	0.17	0.13	0.12	0.00	0.06	0.11
CaO	27.57	25.39	27.51	25.63	26.57	25.02	25.69	28.81	26.92	26.81	25.58	27.58	26.28	26.93	27.54	28.43
Nb ₂ O ₅	2.49	3.06	0.98	1.63	0.94	2.98	0.55	0.38	0.57	0.60	1.00	0.53	0.42	0.75	1.26	1.16
Ta ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.10	0.33	0.00	0.14	0.00	0.27	0.12	0.12	0.00	0.00	0.21
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.04	0.01	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.04	0.06	0.06	0.05	0.11	0.06	0.06	0.14	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04
HfO ₂	0.03	0.24	0.00	0.10	0.00	0.08	0.09	0.07	0.00	0.03	0.02	0.09	0.00	0.00	0.17	0.08
ZrO ₂	0.06	0.07	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00
Ho ₂ O ₃	0.02	0.01	0.05	0.13	0.00	0.01	0.00	0.17	0.02	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.05
Er ₂ O ₃	0.07	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.08	0.05	0.02	0.06	0.06	0.00	0.02
Tm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Lu ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.03
PbO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sm ₂ O ₃	0.01	0.00	0.16	0.16	0.00	0.08	0.09	0.06	0.00	0.01	0.10	0.05	0.08	0.11	0.00	0.00
Eu ₂ O ₃	0.16	0.05	0.04	0.09	0.01	0.03	0.06	0.01	0.08	0.04	0.03	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00
Dy ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
ThO ₂	0.05	0.03	0.01	0.03	0.07	0.06	0.01	0.04	0.00	0.00	0.07	0.02	0.04	0.06	0.05	0.02
SrO	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pr ₂ O ₃	0.08	0.02	0.11	0.10	0.11	0.05	0.05	0.00	0.07	0.12	0.07	0.15	0.07	0.01	0.07	0.04
Nd ₂ O ₃	0.35	0.08	0.45	0.55	0.23	0.20	0.54	0.23	0.26	0.36	0.47	0.42	0.37	0.37	0.18	0.21
UO ₂	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
BaO	0.01	0.04	0.06	0.04	0.02	0.07	0.03	0.00	0.03	0.05	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04
F	0.25	0.17	0.30	0.04	0.47	0.26	0.32	0.45	0.35	0.23	0.05	0.28	0.02	0.22	0.25	0.33
Total	99.5	98.0	100.4	98.5	100.8	99.3	97.9	103.1	100.6	99.9	100.0	101.6	100.6	100.5	101.9	103.2
Si	0.98	1.00	0.99	0.98	0.99	0.98	1.00	0.97	0.99	0.99	0.98	0.97	0.97	0.99	0.97	0.97
Ti	0.87	0.90	0.91	0.91	0.93	0.92	0.92	0.94	0.94	0.91	0.96	0.93	0.98	0.94	0.95	0.94
Al	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Fe ³⁺	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
La ³⁺	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
Ce ³⁺	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Y ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.00	0.92	0.98	0.93	0.93	0.90	0.94	1.00	0.95	0.96	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.98
Nb ⁵⁺	0.04	0.05	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Ta ⁵⁺	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
Σcátions	3.01	2.97	3.00	2.98	2.98	2.96	2.99	3.02	2.99	3.00	2.97	3.01	2.98	2.99	2.99	3.01

Anexo 9 . Tabela com análises químicas de titanita (continuação).

Amostra	Titanita 1										Titanita 2					
	SED18-42,00					SED18-46,55					SED16-120,40			SED16-177,40		
SiO ₂	29.91	29.68	29.74	29.41	29.79	28.91	29.40	30.11	29.71	30.00	29.90	29.33	31.04	29.85	30.15	30.40
TiO ₂	37.94	37.38	39.36	36.49	39.90	34.40	38.26	39.21	38.85	37.90	36.42	36.55	35.40	37.71	37.37	37.46
Al ₂ O ₃	1.33	1.22	0.81	1.33	0.72	1.49	0.90	1.03	0.96	1.05	1.48	1.32	1.51	1.46	1.13	1.15
Fe ₂ O ₃	1.64	1.50	1.00	1.64	0.89	1.84	1.11	1.28	1.18	1.30	1.83	1.63	1.87	1.80	1.40	1.42
La ₂ O ₃	0.03	0.04	0.18	0.27	0.19	0.18	0.18	0.16	0.15	0.17	0.03	0.02	0.02	0.07	0.06	0.04
Ce ₂ O ₃	0.51	0.76	1.06	2.52	1.21	1.65	1.31	1.46	1.58	1.32	0.59	0.48	0.75	0.61	0.61	0.74
Gd ₂ O ₃	0.03	0.05	0.05	0.14	0.12	0.10	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04	0.10	0.14	0.07	0.10	0.07
Yb ₂ O ₃	0.00	0.10	0.01	0.08	0.05	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.00	0.04	0.09	0.05	0.03	0.00
Y ₂ O ₃	0.15	0.35	0.32	0.17	0.10	0.31	0.23	0.05	0.15	0.25	0.34	0.39	0.54	0.31	0.07	0.00
MnO	0.11	0.13	0.16	0.13	0.05	0.05	0.01	0.07	0.07	0.22	0.16	0.13	0.12	0.15	0.16	0.11
CaO	29.97	26.49	27.73	26.19	27.23	26.82	25.36	26.57	26.78	23.56	27.85	25.92	25.09	25.24	25.84	26.46
Nb ₂ O ₅	1.08	1.23	0.70	0.76	0.09	1.14	0.47	0.69	0.90	0.65	0.76	1.09	0.59	3.34	3.18	3.39
Ta ₂ O ₅	0.00	0.00	0.26	0.24	0.15	0.00	0.06	0.17	0.00	0.00	0.05	0.26	0.06	0.00	0.10	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.02	0.04	0.03	0.05	0.00	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.05	0.21	0.04
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.12	0.00	0.14	0.04	0.07	0.10	0.05	0.09	0.04	0.05	0.03	0.07	0.05	0.02
HfO ₂	0.20	0.04	0.00	0.01	0.17	0.17	0.01	0.05	0.03	0.12	0.14	0.13	0.08	0.05	0.10	0.00
ZrO ₂	0.06	0.00	0.00	0.10	0.00	0.23	0.00	0.00	0.09	0.11	0.00	0.00	0.07	0.00	0.14	0.00
Ho ₂ O ₃	0.17	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00
Er ₂ O ₃	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Tm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00
Lu ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	0.01	0.02	0.01
PbO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.10	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm ₂ O ₃	0.16	0.02	0.07	0.07	0.00	0.06	0.01	0.00	0.07	0.06	0.00	0.13	0.01	0.05	0.00	0.07
Eu ₂ O ₃	0.02	0.06	0.04	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.10
Dy ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.06
ThO ₂	0.11	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.07	0.01	0.07	0.04	0.05	0.12	0.06	0.07
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Pr ₂ O ₃	0.15	0.02	0.02	0.19	0.05	0.08	0.10	0.06	0.06	0.15	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06
Nd ₂ O ₃	0.15	0.21	0.22	0.68	0.23	0.45	0.38	0.39	0.41	0.34	0.21	0.25	0.44	0.19	0.23	0.34
UO ₂	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
BaO	0.04	0.00	0.05	0.02	0.06	0.03	0.08	0.00	0.05	0.05	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04
F	0.29	0.15	0.00	0.36	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.11	0.24	0.11	0.44	0.09	0.29	0.30
Total	104.3	99.7	102.0	101.0	101.3	98.3	98.1	101.8	101.5	97.7	100.4	98.2	98.5	101.4	101.4	102.4
Si	0.96	0.99	0.97	0.98	0.97	0.99	0.99	0.98	0.97	1.01	0.99	0.99	1.04	0.97	0.99	0.99
Ti	0.92	0.93	0.97	0.92	0.98	0.88	0.97	0.96	0.96	0.96	0.91	0.93	0.89	0.93	0.92	0.91
Al	0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04
Fe ³⁺	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03
La ³⁺	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
Ce ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Y ³⁺	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn ²⁺	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	0.00	0.00	0.00
Ca	1.03	0.94	0.97	0.94	0.95	0.98	0.92	0.93	0.94	0.85	0.99	0.94	0.90	0.88	0.91	0.92
Nb ⁵⁺	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05
Ta ⁵⁺	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
Σ cátions	3.02	2.99	3.00	2.99	2.99	3.01	2.97	2.98	2.98	2.94	3.02	2.99	2.97	2.95	2.95	2.96

Anexo 9 . Tabela com análises químicas de titanita (continuação).

Amostra	Titanita 3								
	SED16-108,10						SED16-112,65		
SiO ₂	29.23	30.00	29.36	30.66	29.49	29.46	29.89	29.54	29.84
TiO ₂	38.53	38.22	38.60	36.32	34.86	37.14	36.46	38.45	38.40
Al ₂ O ₃	1.36	2.14	1.34	4.16	1.28	1.44	1.34	1.41	1.43
Fe ₂ O ₃	1.68	2.64	1.66	5.13	1.58	1.77	1.65	1.75	1.76
La ₂ O ₃	0.06	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00
Ce ₂ O ₃	0.78	0.10	0.40	0.37	0.29	0.67	0.25	0.55	0.61
Gd ₂ O ₃	0.06	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.12
Yb ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	0.20	0.18	0.06	0.14	0.08	0.24	0.19	0.34	0.18
MnO	0.12	0.05	0.07	0.67	0.18	0.07	0.06	0.15	0.01
CaO	26.26	27.23	27.34	21.18	27.86	26.68	27.37	28.00	26.21
Nb ₂ O ₅	0.72	0.52	0.53	0.48	3.61	3.45	3.43	1.20	0.85
Ta ₂ O ₅	0.05	0.00	0.00	0.01	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.56	0.01	0.03	0.04	0.33	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.05	0.01	0.00	0.03	0.10	0.04	0.00	0.00	0.01
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.02	0.06	0.01	0.07	0.04	0.01	0.08
HfO ₂	0.13	0.00	0.05	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	0.00	0.00	0.13	0.07	0.02	0.00	0.00	0.03	0.08
Ho ₂ O ₃	0.00	0.06	0.15	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00
Er ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.02	0.08
Tm ₂ O ₃	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Lu ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
PbO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.11	0.04	0.06	0.13
Eu ₂ O ₃	0.01	0.00	0.05	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
Dy ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
ThO ₂	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.06	0.04	0.06	0.05
SrO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Pr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.06	0.00	0.03	0.08	0.00	0.07	0.07
Nd ₂ O ₃	0.37	0.00	0.12	0.12	0.07	0.29	0.06	0.20	0.22
UO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.06	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.02	0.07
F	0.19	0.64	0.20	0.16	0.34	0.05	0.35	0.19	0.32
Total	100.0	102.5	100.4	100.0	100.2	102.4	101.3	102.2	100.6
Fórmula estrutural com base em 5 Oxigênio									
Si	0.97	0.97	0.97	1.00	0.98	0.96	0.98	0.96	0.98
Ti	0.96	0.93	0.96	0.89	0.87	0.91	0.90	0.94	0.95
Al	0.05	0.08	0.05	0.16	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
Fe ³⁺	0.04	0.06	0.04	0.13	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
La ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce ³⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Y ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.93	0.94	0.96	0.74	0.99	0.93	0.96	0.98	0.92
Nb ⁵⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01
Ta ⁵⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σcátions	2.98	3.00	3.00	2.94	3.01	2.97	2.99	3.01	2.98

Anexo 10 . Tabela com análises químicas de epidoto.

Granito Santa Helena - fácies 1											fácies 2					
EDU04	SED16-64,23						SED16-108,10	SED16-115,60	SED16-83,55							
SiO₂	36.84	36.47	36.94	37.93	37.41	37.13	36.79	37.29	37.05	36.93	36.52	36.66	37.29	39.76	37.28	37.10
TiO₂	0.00	0.86	0.00	0.12	0.09	0.11	0.15	0.49	0.26	0.25	0.06	0.66	0.08	0.18	0.01	0.22
Al₂O₃	22.30	21.16	22.70	23.40	22.86	24.15	22.10	22.35	22.68	23.29	22.37	21.41	22.04	23.52	23.38	23.09
Fe₂O₃	13.23	13.80	12.21	12.36	12.02	10.90	13.28	12.71	12.66	12.04	13.15	13.52	13.05	11.91	12.15	11.87
MgO	0.00	0.00	0.02	0.12	0.00	0.01	0.06	0.18	0.03	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
MnO	0.11	0.24	0.00	1.08	0.12	0.29	0.31	0.18	0.29	0.34	0.48	0.11	0.33	0.11	0.46	0.07
CaO	23.10	22.87	22.83	21.87	23.35	22.74	22.85	22.64	22.77	23.33	22.07	23.11	23.28	21.83	23.21	23.49
Na₂O	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.12	0.02	0.04
K₂O	0.02	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.09	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.26	0.01	0.05
Total	95.66	95.45	94.73	96.88	95.86	95.34	95.58	95.96	95.73	96.23	94.67	95.55	96.10	97.69	96.54	95.92
Numero de íons na base de 12,5 O equivalentes																
Si	3.01	3.00	3.03	3.04	3.04	3.01	3.01	3.03	3.02	2.99	3.01	3.01	3.03	3.13	3.01	3.01
Ti	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	2.15	2.05	2.20	2.21	2.19	2.31	2.13	2.14	2.18	2.22	2.17	2.07	2.11	2.19	2.22	2.21
Fe³⁺	0.81	0.85	0.75	0.75	0.73	0.67	0.82	0.78	0.78	0.73	0.82	0.83	0.80	0.71	0.74	0.72
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.02	0.00	0.07	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00
Ca	2.02	2.02	2.01	1.88	2.03	1.98	2.00	1.97	1.99	2.02	1.95	2.03	2.03	1.84	2.01	2.04
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00

Dique Máfico													
SED16-137,00	SED18-39,00	SED16-108,65	SED16-110,20	SED07-64,20	SED18-145,45								
SiO₂	40.10	37.45	37.23	36.629	38.93	37.11	36.65	35.79	36.83	35.81	35.45	36.19	37.86
TiO₂	0.19	0.00	0.00	0.059	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.22	0.16
Al₂O₃	17.70	21.96	23.55	24.263	25.38	24.06	22.59	21.46	23.92	21.10	21.17	23.75	23.44
Fe₂O₃	13.76	13.43	11.20	11.037	10.56	11.88	13.00	13.61	11.28	14.33	14.48	10.69	12.23
MgO	3.33	0.08	0.07	0.054	0.06	0.04	0.05	0.03	0.21	0.02	0.00	0.06	0.06
MnO	0.19	0.19	0.23	0.358	0.00	0.10	0.15	0.11	0.08	0.00	0.01	0.17	0.35
CaO	20.65	23.22	23.49	22.968	23.14	23.54	22.84	22.24	22.53	23.39	22.97	22.51	22.01
Na₂O	0.09	0.00	0.00	0.068	0.09	0.01	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02
K₂O	0.07	0.00	0.00	0.004	0.01	0.01	0.04	0.00	0.69	0.02	0.00	0.00	0.05
Total	96.08	96.32	95.76	95.44	98.17	96.76	95.37	93.25	95.54	94.73	94.08	93.61	96.18
Numero de íons na base de 12,5 O equivalentes													
Si	3.24	3.04	3.02	2.98	3.05	2.98	3.00	3.01	3.00	2.98	2.97	2.99	3.05
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.69	2.10	2.25	2.32	2.34	2.28	2.18	2.12	2.29	2.07	2.09	2.32	2.22
Fe³⁺	0.84	0.82	0.68	0.68	0.62	0.72	0.80	0.86	0.69	0.90	0.91	0.67	0.74
Mg	0.40	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
Ca	1.79	2.02	2.04	2.00	1.94	2.03	2.00	2.00	1.96	2.08	2.06	1.99	1.90
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01

Anexo 11. Tabela com os dados microtermométricos das inclusões fluidas analisadas

Tipo	Amostra	Nº IF	V _g	T _{fCO2}	T _{fClá}	T _{hCO2}	T _{hL}	% NaCleq	Dens.
1a	EDU06	C2C-II2	5		7.3			5.7	
1a	EDU06	C2D-III1	40		8.5		316.3	3.8	
1a	EDU06	C2E-II1	10	-60.1	6.7		285.7	6.6	
1a	EDU06	C2E-II2	20		3.3		286.4	11.5	
1a	EDU06	C2E-II7	5		1		285.1	14.4	
1a	EDU06	C2E-III1	25	-60.2	6.6		329.5	6.8	
1a	EDU06	C2E-IV2	5		2.8		322.6	12.2	
1a	EDU06	C2E-IV5	40		1.4		284.7	14	
1a	EDU06	C3A-I1	-	-59.7	8.5	25.3	329.7	3.8	0.71
1a	EDU06	C3A-II11	10	-57.5	7	26.6		6.2	0.7
1a	EDU06	C3A-II2	20	-57.5	9	23.6		3	0.73
1a	EDU06	C3A-II3	60	-59.4	7	30.1		6.2	0.59
1a	EDU06	C3A-II4	20	-57.5	8.7	23.6		3.5	0.73
1a	EDU06	C3A-II6	25	-59.4	4.5	30.4		9.8	0.58
1a	EDU06	C3A-II7	30	-59.4	6.9	31.6	331.4	6.3	0.46
1a	EDU06	C3B-I1	10	-60.3	9.1	32.8		2.9	0.46
1a	EDU06	C3B-I2	20		8.8			3.3	
1a	EDU06	C3B-I3	25		8.8		296.4	3.3	
1a	EDU06	C3B-II2	3		2.8			12.2	
1a	EDU06	C3B-II3	10	-59.5	9.5	24.5	310.9	2.2	0.72
1a	EDU06	C3B-III2	35		9.3			2.5	
1a	EDU06	C3B-III5	55	-56.8	8.7	32.6	340.2	3.5	
1a	EDU06	C3B-III8	10	-56.8	9	24.5		3	0.72
1a	EDU06	C3B-III9	5	-57	8.7		345.7	3.5	
1a	S7-65,82	C1E-I2	10	-57.4	7	31	361.3	6.2	0.54
1a	S7-65,82	C1E-I7	25		6.5			6.9	
1a	S7-65,82	C1E-II5	30		3.1		409.5	11.8	
1a	S7-65,82	C1E-III1	15	-57.7	6.8	32.7	385.7	6.5	0.46
1a	S7-65,82	C1E-III13	20		3.6		212.1	11.1	
1a	S7-65,82	C1E-III8	5		6.5		295.5	6.9	
1a	S7-65,82	C1E-IV2	35	-57.7	4.5	20.3	340.2	9.8	0.78
1a	S7-65,82	C1E-IV3	50	-57.7	4.5	22.8	363.5	9.8	0.74
1a	S7-65,82	C1E-IV6	15		5.6			8.3	
1a	S7-65,82	C1F-I1	25		3.9			10.7	
1a	S7-65,82	C1F-I2	15		5			9.1	
1a	S7-65,82	C1F-II2	10	-56.7	7.9			4.8	
1a	S7-65,82	C1F-II3	3		7.9		285.6	4.8	
1a	S7-65,82	C1F-II4	5		7.9		286.4	4.8	
1a	S7-65,82	C1G-I1	15		3.9			10.7	
1a	S7-65,82	C1G-II2	55	-57.5	0.5	21.6		15	0.76
1a	S7-65,82	C1G-II3	3		9.6			2.1	
1a	S7-65,82	C1G-II4	15	-57.7	1	20		14.4	0.78
1a	S7-65,82	C1G-III1	30	-57.7	9			3	
1a	S7-65,82	C2A-I1	5	-59.1	9.5	28.9	322.6	2.2	0.63
1a	S7-65,82	C2A-I3	20		8.4			4	
1a	S7-65,82	C2A-I4	15		8.4		275.8	4	
1a	S7-65,82	C2A-I6	45	-59.2	9.5		301.2	2.2	
1a	S7-65,82	C2A-I8	20	-59.2	8.7	20.5	296.6	3.5	0.77

Anexo 11. Tabela com os dados microtermométricos das inclusões fluidas analisadas (cont.)

Tipo	Amostra	Nº IF	V _g	T _{fco2}	T _{fcla}	T _{hco2}	T _{hL}	% NaCleq	Dens.
1a	S7-65,82	C2A-II1	50		8.6		227.5	3.7	
1a	S7-65,82	C2A-II2	45	-58.7	9.1			2.9	
1a	S7-65,82	C2A-II3	30		9.1			2.9	
1a	S7-65,82	C2B-I2	40		8.8			3.3	
1a	S7-65,82	C2B-II1	-	-58.1	9	18.9		3	0.8
1a	S7-65,82	C2B-II2	15	-58.9	8.8		269.5	3.3	
1a	S7-65,82	C2B-II4	5	-58.1	5.3	12	295.3	8.7	0.85
1a	S7-65,82	C2B-III1	5		8.7			3.5	
1a	S7-65,82	C2B-III3	5		9.2			2.7	
1a	S7-65,82	C2C-I3	3		2.8			12.2	
1a	S7-65,82	C2C-I4	25		9		308.7	3	
1a	S7-65,82	C3A-I2	7		7		336	6.2	
1a	S7-65,82	C3A-III1	15		5.6		311.6	8.3	
1a	S16-155,30	C2C-II1	10	-60.2	6.7	32.7		6.6	0.46
1a	S16-155,30	C2A-I2	5	-61.8	6.8	31.6		6.5	0.46
1a	S11-47,61	C1A-I3	20	-57.1	7.5		229.8	5.4	
1a	S11-47,61	C1A-IV2	15		2.7		297.7	12.3	
1a	S11-47,61	C1A-V2	5		3.9		220.2	10.7	
1a	S11-47,61	C1B-IV1	15		7.3		273.2	5.7	
1a	S11-47,61	C1C-IV1	25	-58.7	8.8	26.6	272.5	3.3	0.7
1a	S11-47,61	C1C-IV3	30	-58.7	8.8	26.6	334.6	3.3	0.7
1a	S11-47,61	C1C-V1	30	-58.6	3.3	26.6		11.5	0.7
1a	S11-47,61	C1E-I1	35	-58.3	7.8	31.6		4.9	0.46
1a	S11-47,61	C1F-I3	30	-58.9	4.7	31.4		9.6	0.46
1a	S11-47,61	C1F-II2	5	-58.6	9.8	22.5		1.7	0.75
1a	S11-47,61	C1F-III1	20	-58.9	8.1	30.6		4.5	0.58
1b	EDU06	C2D-II1	5		-7.7	22.5		22	0.75
1b	EDU06	C3B-III7	3		-3.8	18.4		19.4	0.79
1b	EDU06	C3B-III6	3		-3.5	12.1		19.2	0.85
1b	EDU06	C3B-II4	3		-2.8	13.3	245.7	18.5	0.85
1b	EDU06	C3B-III10	20	-57	-2.5		218.2	18.2	
1b	EDU06	C4-III4	20	-59.5	-0.8			16.5	
1b	S7-65,82	C3A-I1	5		-8.2	25		22.2	0.7
1b	S7-65,82	C2B-IV4		-58.1	-7.8	25		22.1	0.7
1b	S7-65,82	C2B-IV1		-58.2	-7	19.8		21.6	0.78
1b	S7-65,82	C2B-IV2		-58.1	-3.8	19.8		19.4	0.78
1b	S7-65,82	C2B-I1	5	-58.5	-2.1			17.9	
1b	S7-65,82	C1B-II1	10	-57.2	-0.7			16.4	
1b	S11-47,61	C1F-I4	15	-58.9	-5.9	28.7	258.1	21	0.64
1b	S11-47,61	C1F-I5	5	-58.9	-3.8	28.7		19.4	0.6
1b	S11-47,61	C1F-III2	55	-59	-3.4	24.1	278.5	19.1	0.73
1b	S11-47,61	C1C-III7	40	-57.9	-3	14.1	144.7	18.7	0.83
1b	S11-47,61	C1C-III6	55	-58.9	-2.3	24.1		18	0.73
1b	S11-47,61	C1C-III5	20		-1.4	24	126.2	17.1	0.73
1b	S11-47,61	C1F-II1	40	-58.2	-0.5	32.5	147.1	16.2	0.46
1b	S16-155,30	C4A-II1	30		-9.4	-1.9		22.7	
1b	S16-155,30	C2D-II1	55	-61.2	-9	24.4		22.5	0.72
1b	S16-155,31	C3A-I2	5		-7.2	24.3		21.8	0.72

Anexo 11. Tabela com os dados microtermométricos das inclusões fluidas analisadas (cont.)

Tipo	Amostra	N° IF	V _g	TF _g	ThL	% NaCleq	Dens.
2	EDU06	C2E-IV1	35	-5.9	192.6	9.1	0.95
2	EDU06	C2E-II6	5	-4.8	253.4	7.6	0.85
2	EDU06	C2E-II4	5	-4.5	194.2	7.2	0.94
2	EDU06	C2E-II5	5	-4.5	200.8	7.2	0.92
2	EDU06	C2E-IV3	10	-2.8	243.2	4.6	0.85
2	EDU06	C2E-IV4	5	-2.8	121.6	4.6	0.97
2	EDU06	C2E-I1	5	-1.8	256.4	3.1	0.83
2	EDU06	C2C-II1	10	-0.8		1.4	
2	EDU06	C2D-I2	15	-0.8		1.4	
2	S7-65,82	C2C-III3	10	-12		16	
2	S7-65,82	C2C-III2	5	-9.5		13.4	
2	S7-65,82	C2C-III1	20	-9.3		13.2	
2	S7-65,82	C2C-I5	5	-7.4		11	
2	S7-65,82	C2B-II5	10	-6.9	171.8	10.4	0.96
2	S7-65,82	C1G-II5	5	-5.9	279.7	9.1	0.85
2	S7-65,82	C1E-I9	10	-5.2		8.1	
2	S7-65,82	C1B-I5	10	-3.8	245.7	6.2	0.86
2	S7-65,82	C1D-IV2	15	-3	156.6	5	0.95
2	S7-65,82	C1D-V1	5	-2.9	199.6	4.8	0.9
2	S7-65,82	C1G-III2	10	-2.8		4.6	
2	S7-65,82	C2C-I6	5	-2.4	255.6	4	0.84
2	S7-65,82	C1D-III5	35	-2.3	269.8	3.9	0.81
2	S7-65,82	C1B-I3	5	-2	218.2	3.4	0.86
2	S7-65,82	C2C-I1	3	-2	249.1	3.4	0.83
2	S7-65,82	C2C-II2	7	-1.5	217.2	2.6	0.86
2	S11-47,61	C1F-I1	15	-2.8		4.6	
2	S11-47,61	C1A-III2	25	-2		3.4	
2	S11-47,61	C1A-I2	35	-0.6		1.1	
2	S11-47,61	C1C-III2	15	-0.6	118.3	1.1	0.94
2	S16-155,30	C3B-I1	5	-7.4	201.2	11	0.93
2	S16-155,30	C4B-I2	20	-5.3		8.3	
2	S16-155,30	C4B-I1	30	-4.9		7.7	
2	S16-155,30	C2B-II1	5	-4.5		7.2	
2	S16-155,30	C3B-I2	5	-4.5		7.2	
2	S16-155,30	C4C-III4	3	-4.4		7	
2	S16-155,30	C4C-III5	3	-4.4		7	
2	S16-155,30	C4C-III3	3	-4.3		6.9	
2	S16-155,30	C4C-III6	3	-4.2		6.7	