



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

**GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E MINERALIZAÇÕES
SULFETADAS DO COMPLEXO ÉZIO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS,
BRASIL.**

Dissertação de Mestrado nº 355

Karen Santos e Silva

**Brasília - DF
Dezembro de 2015**



**Universidade de Brasília
Instituto de Geociências**

**GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOCRONOLOGIA E MINERALIZAÇÕES
SULFETADAS DO COMPLEXO ACAMADADO ÉZIO, PROVÍNCIA MINERAL DE
CARAJÁS, BRASIL.**

Dissertação de Mestrado nº 355

Karen Santos e Silva

Orientador: Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho (IG - UnB)

Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Emilia S. Della Giustina (IG - UnB)

Examinadores:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (IG - UnB)

Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas (IG - UFPA)

Local e data da defesa: Brasília, 11 de dezembro de 2015

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos a todos que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho. Em especial:

- A Deus;
- À Universidade de Brasília (UnB) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização desta Pesquisa;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo durante a realização deste trabalho;
- Ao Laboratório de Geocronologia da UnB e em particular aos professores, técnicos e estagiários pela assistência nas análises, por toda atenção e grande ajuda;
- Às empresas de mineração VALE, pelo suporte nos trabalhos de campo, e Anglo American, pela concessão dos dados e testemunhos de sondagens;
- Aos colegas Ricardo, Jaqueline, Federico e Iris pela assistência durante a realização das análises no Laboratório de Microsonda Eletrônica;
- Aos técnicos do laboratório de laminação do IG-UnB pela disposição e boa vontade para a confecção das lâminas polidas.
- À professora Edi Mendes Guimarães, que me incentivou a iniciar um projeto de pós-graduação;
- Ao meu orientador, Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho, por sua confiança, comprometimento, paciência e amizade demonstrados ao longo do desenvolvimento deste trabalho; pelos tantos horários separados para discussões e pelas excelentes correções, que me levaram a um grande aprendizado.
- À minha co-orientadora, Prof^a. Dr^a. Maria Emilia Schutesky Della Giustina pela dedicação constante, pelas ideias e o incentivo, que foram imprescindíveis para cada etapa.
- Agradeço também a todo o corpo docente do Instituto de Geociências que contribuiu muito para minha formação como geóloga e como pessoa desde a graduação, particularmente aos professores Márcia, Nilson, Catarina, Massimo, Lucieth, Oswaldo, Elói, Elton, Claudinei, Natalia.
- A todos os colegas da pós-graduação pelo companheirismo: Rafaela, Leonardo, Valença, Luis, Isabela, Bernardo, Daniela, Lília, Roberto, Débora, Dalila, Fernanda, Alanielson, Eduardo (Seu Ed), Leila, Davi, Nícollas, Toscani, Mariana, Cássia. Em particular: Ao Thiago Matheus e Renato Bernardes pela animação e estímulo que me fizeram seguir na minha área de interesse na pós-graduação. Ao Hammel Macedo pela ótima companhia e grande apoio nos tantos dias de estudos na biblioteca, assim como toda a contribuição nos momentos finais à entrega da dissertação, e a quem, juntamente a Nivia Oliveira, Stephanie Karen, Felipe Velásquez, Ana Ribeiro e Gabriel Franco, sou grata pelas longas discussões geológicas e não geológicas desenvolvidas principalmente na microscopia e nas salas da pós.
- À minha grandessíssima amiga geóloga Gabrielle Kin dos Santos Okada pelas contribuições em tudo que faço e por todo o apoio sem medir esforços.
- Ao Víctor Augusto Martins Ribeiro, que esteve ao meu lado mesmo nos momentos mais difíceis, oferecendo todo o encorajamento que eu precisava.
- À minha família, que aceitou minhas escolhas e providenciou o necessário para que eu pudesse me dedicar neste caminho.

Índice

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
CONSIDERAÇÕES GERAIS	ix
1.1. Introdução	ix
1.2. Localização e aspectos fisiográficos	x
1.3. Justificativa e objetivos	x
1.4. Métodos.....	xi
1.5. Escopo do estudo.....	xiii
Referências.....	xiii
Cu-Ni MINERALIZATION ASSOCIATED WITH A IOCG SYSTEM IN A MAFIC- ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSION: THE ÉZIO COMPLEX, CARAJÁS PROVINCE, BRAZIL.	1
Abstract	2
1. Introduction	3
2. Regional Setting	4
2.1. Carajás Iron Oxide Copper-Gold Deposits (IOCG).....	7
3. Material and Methods	8
3.1. Microprobe analyses	9
3.2. Bulk rock analyses	9
3.3. Sm-Nd isotopic analyses	10
3.4. U-Pb analyses.....	10
4. Local Geology	11
4.1. The Layered Rocks.....	12
4.2. Hydrothermal rocks.....	15
5. Cu-Ni Sulfide Mineralization	19
6. Mineral Chemistry	22
6.1. Olivine and orthopyroxene.....	26
6.2. Clinopyroxene	27
6.3. Feldspars	27
6.4. Amphibole.....	28
6.5. Titanite	31
6.6. Scapolite.....	33
6.7. Biotite.....	33

6.8. Chlorite.....	34
6.9. Magnetite.....	34
7. Litho geochemistry	34
7.1. Major and minor elements.....	35
7.2. Trace elements	40
8. U-Pb geochronology	42
9. Sm-Nd systematics	45
10. Geothermometry	48
11. Discussion	52
11.1. The layered complex	52
11.2. Hydrothermal alteration in Ézio Complex and IOCG system in Carajás.....	53
11.3. Geochronology of the hydrothermal system	60
11.4. Cu-Ni mineralization and implications for exploration.....	61
12. Conclusions	62
Acknowledgements	64
References	64
CONCLUSÕES	72
ANEXOS	74
Anexo I – Fichas petrográficas	75
Anexo II – Resultados de química mineral (microsonda)	147

Índice de Figuras

- Fig. 1A.** Mapa de localização da área de estudo e acesso.xi
- Fig. 1.** Regional map of Carajás Domain and adjacent areas, northern portion of Carajás Mineral Province, with the distribution of several mineral deposits. Location of the Ézio Complex (Fig. 2) is indicated. Modified from CPRM (2004); Vasquez et al. (2008). 5
- Fig. 2.** Geologic map the Ézio Complex, indicating the location of outcrops and boreholes selected for sampling. Modified from unpublished report of Anglo American (2003). 12
- Fig. 3.** A) Outcrop of highly foliated gneiss from Xingu Complex; B) Coarse-grained gabbroic rock (EZ-01); C) Photomicrograph of a transformed gabbroic rock, consisting of medium-grained plagioclase and fine-grained magnetite relicts, partially replaced by chlorite and hornblende, respectively, and a fine-grained aggregate of hornblende and quartz as substitution to clinopyroxene. A late vein of epidote and titanite crosscut the whole fabric. View in plane-polarized light (PPL); D) Sheared gabbroic rock affected by a reaction interface from a discordant vein of reddish hydrothermal albite (FD27-116,70m); E) Highly altered plagioclase in sheared gabbroic rock, partially replaced by brown biotite and chlorite. Hornblende is oriented and associated to apatite (PPL). F) Peridotite with medium-grained, slightly corroded igneous olivine embedded in a matrix of tremolite, talc, chlorite and magnetite. View in cross-polarized light (XPL); G) Clinopyroxenite showing medium-grained altered cumulus Cpx within a fine-grained aggregate of titanite and hornblende crosscut by an incipient vein of carbonate; H) Interstitial sulfide in clinopyroxenite, incorporating fine-grained fragments of altered Cpx and hornblende partially replaced by grunerite. Mineral abbreviations after Kretz (1983). 14
- Fig. 4.** A) Block of banded hydrothermalite resembling a banded iron formation, composed of hornblende-rich bands alternating with quartz-rich bands and Cpx-rich bands (EZ-08); B) Photomicrography of weakly anisotropic banded hydrothermalite with Cpx, hornblende and quartz. Plane-polarized light (PPL); C) Garnet porphyroblasts deflecting SCC' foliation of the matrix formed by brown biotite, hornblende, quartz and plagioclase in banded hydrothermalite (PPL); D) Fibrous actinolite alteration in banded hydrothermalite, substituting the rock along mylonitic bands and filling a microfault perpendicular to the foliation (PPL). Magnetite, grunerite and Fe-pyrosomalite (Pym) are common associated minerals. A late vein with quartz and microcrystalline iron oxide crosscut the whole fabric; E) Brecciated rock consisting of medium-grained fragments of hornblende, partially replaced by grunerite or actinolite, and quartz aggregates enclosed in a sulfide-rich groundmass (PPL); F) A gabbroic rock with recognizable reliquiar texture (FD27-138,70) transformed to an amphibolite with brown biotite-rich bands and albite alteration along a shear zone (FD27-137,90m). Later albite occur in a crosscut vein; G) Pervasive alteration of scapolite and minor tourmaline replacing amphibolite (FD25-229.20m); H) Biotite cummingtonite, foliated rock composed of brown biotite, cummingtonite, minor hornblende (partially converted to cummingtonite) and interstitial sulfides (PPL). Mineral abbreviations after Kretz (1983). 18
- Fig. 5.** Characteristic features of sulfide-rich breccias (A-E) and clinopyroxenites (F-H). A) Sulfide-rich brecciated zone concordant to banded hydrothermalite (FD25-78.35 m); B) Medium-grained silicate fragments enclosed by a groundmass of polygonal pyrrhotite aggregates in brecciated rock. Chalcopyrite vein crosscut gangue fragments and pyrrhotite-rich matrix. Reflected light (PPL); C) Pyrrhotite-pyrite-ilmenite association as granoblastic aggregates in brecciated rock. Pentlandite occurs as flame-like exsolution in pyrrhotite. Reflected light (PPL); D) Polygonal crystals of ilmenite and minor magnetite cut by sulfide dissemination consisting of anhedral pyrrhotite and chalcopyrite. Reflected light (PPL); E) Pyrrhotite crystals enclosed by euhedral pyrite crystals. Reflected light (PPL); F) Clinopyroxenite with interstitial sulfide (FD25-198.40 m); G) Interstitial sulfide enclosing fine-grained fragments of clinopyroxenite. Grunerite occurs along interfaces with Cpx replacing hornblende. Transmitted light

(PPL); H) Very fine-grained native gold in association with anhedral pyrrhotite and euhedral pyrite in clinopyroxenite, reflected light (PPL). Mineral abbreviations after Kretz (1983).	20
Fig. 6. Stratigraphic variation of Ni, Cu, Cr and Au in Drill Hole FD25 (see Fig. 2 for the location). Data from Anglo American Ltd internal report.	22
Fig. 7. Plot of CaO content versus En and Al ₂ O ₃ contents for Cpx compositions of clinopyroxenite (primary Cpx) and banded hydrothermalite (hydrothermal Cpx).	27
Fig. 8. Plot of An content in samples of gabbroic rocks (EZ-01, EZ-07A, EZ-09, EZ-10, EZ-12, FD25-113.20) and amphibolites (FD25-137.90 and FD25-255.60).	28
Fig. 9. CaO (wt%) vs. Al ₂ O ₃ (wt%) and Na ₂ O (wt%) vs. Al ^{IV} (pfu) diagrams for amphiboles compositions in Ézio Complex.	30
Fig. 10. K ₂ O, FeO, MgO and SiO ₂ versus Cl binary plots for amphibole compositions in Ézio Complex.	31
Fig. 11. Plots of Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ and TiO ₂ contents vs. F contents for titanite compositions from gabbroic rocks, clinopyroxenite and amphibolite.	32
Fig. 12. #Mg vs. Cl (A) and FeO vs. TiO ₂ (B) diagrams for biotite compositions from gabbroic rocks, banded hydrothermalite, amphibolite, biotite actinolite and biotite cummingtonite.	33
Fig. 13. V ₂ O ₅ vs. TiO ₂ and Ti/V vs. Ti diagrams for magnetite compositions in gabbroic rock and banded hydrothermalite.	35
Fig. 14. Plot of selected major and minor element contents versus MgO for different groups of rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.	39
Fig. 15. Plot of Cr and Ni (ppm) versus S and MgO (wt%) for different rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.	40
Fig. 16. REE patterns normalized to primitive mantle abundances for samples of the Ézio Complex. A) Gabbroic rocks; B) Serpentinite; C) Peridotite and biotite actinolite; D) Clinopyroxenite; E) Banded hydrothermalite and brecciated rock; F) Amphibolite. Data from Table 5. Primitive mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).	41
Fig. 17. Primitive mantle-normalized trace-element diagrams for representative samples of the Ézio Complex. Data from Table 5. Grey area represent the range of patterns for indicated rocks. Values without markers are below detection limit and are represented with this minimum value. Coefficients for normalization are from Sun and McDonough (1989).	43
Fig. 18. LA-MC-ICPMS U-Pb plots for sample EZ-09. See text for explanation.	45
Fig. 19. ε _{Nd} (T=2.74 Ga) vs Ca/Nb, La/Sm and MgO plots for rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.	47
Fig. 20. Sm-Nd whole-rock isochron diagram for Ézio Complex samples. See text for explanation. .	48
Fig. 21. Primitive mantle-normalized alteration-resistant trace elements profiles for samples of gabbroic rocks of the Ézio Complex (data from this study) and Lago Grande Complex (data from Teixeira et al. 2015). Primitive mantle normalization values are from Sun and McDonough (1989).	53
Fig. 22. Representative table of paragenetic evolution in the Ézio Complex.	56
Fig. 23. Schematic model illustrating the evolution of hydrothermal alteration in the Ézio Complex. Note that only the main stages are represented.	57
Fig. 24. A) Fe/(Fe+Mg) vs Al (pfu); B) Fe/(Fe+Mg) vs (Na+K) _A ; C) Cl (pfu) vs #Mg; and D) K (pfu) vs Cl (pfu) diagrams, showing amphiboles compositions from IOCG deposits of Carajás Mineral Province. Data sources: Ézio Complex (this work); Gameleira and Salobo deposits (Gomes and Lindenmayer 2003); Sossego deposit (Monteiro et al. 2008b); Igarapé Bahia deposit (Dreher 2004; Gomes and Lidenmayer 2003).	59

Índice de Tabelas

Table 1. Representative microprobe analyses of Cpx.	23
Table 2. Representative microprobe analyses of plagioclase.	24
Table 3. Representative microprobe analyses of amphibole.	25
Table 4. Representative microprobe analyses of titanite.	26
Table 5. Whole-rock analyses of representative samples from the Ézio Complex.	37
Table 6. Titanite U-Pb LA-MC-ICPMS data for sample Ez-09.	44
Table 7. Sm-Nd isotopic data for the Ézio Complex.	46
Table 8. Compositional data and estimated temperatures for plagioclase-hornblende geothermometer.	49
Table 9. Compositional data, Fe-Mg partition coefficients (Kd) and estimated temperatures by hornblende-garnet and garnet-biotite pairs geothermometer.	50
Table 10. Compositional data and estimated temperatures by chlorite geothermometer.	51

RESUMO

O Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado Ézio faz parte de um conjunto de intrusões máfico-ultramáficas inseridas na porção leste da Província Mineral de Carajás, um dos mais importantes distritos de Cu-Au do mundo, situado na margem leste do Cráton Amazônico. O corpo intrusivo ocorre ao longo da Zona de Falha Serra do Rabo, na terminação leste do Sistema Transcorrente Carajás, uma importante feição tectônica ligada à mineralização do tipo IOCG de importantes depósitos, como Salobo, Igarapé Bahia/Alemão, Cristalino e Sossego. O complexo, que consiste de rochas gabróicas predominantes e serpentinitos, peridotitos e clinopiroxenitos subordinados, é limitado ao sul por gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e ao norte por rochas graníticas e granodioríticas associadas a rochas metavulcano-sedimentares atribuídas ao Supergrupo Itacaiúnas, sendo também cortado por um corpo granítico alcalino. Tais rochas foram sujeitas à alteração hidrotermal, transformadas de forma mais pervasiva ao longo de falhas dúcteis-rúpteis. Embora as feições magmáticas primárias das rochas do Complexo Ézio sejam parcial a totalmente obliteradas, estudos petrográficos e químicos sugerem uma sequência de cristalização definida por Ol+Chr; Ol+Chr+Cpx; Cpx; Cpx+Pl. Valores composicionais de olivina (Fo_{67-69}), embora restritos a uma amostra, apontam um magma parental moderadamente primitivo. Contaminação crustal é indicada por valores de ϵ_{Nd} ($T = 2.74$ Ga) fracamente positivos a variavelmente negativos (0.30 a -4.20) e anomalias negativas de Nb e Ta. A isócrona Sm-Nd em amostras de rocha total, apesar da grande incerteza, indica uma idade de cristalização magmática neoarqueana (2.77 ± 0.17 Ma). Os padrões de elementos-traço e a idade do complexo são comparáveis às demais intrusões máfico-ultramáficas de Carajás (cerca de 2.76 Ga), sugerindo processos magmáticos semelhantes. A alteração hidrotermal no complexo é responsável por uma sequência de alteração comparável ao estabelecido em sistemas IOCG de Carajás. Esta sequência é caracterizada por estágios que se superpõem, definidos por alteração precoce e bem distribuída com hornblenda-plagioclásio (albita-oligoclásio) e menor proporção de escapolita, seguido por alteração com biotita-feldspato potássico, formação de magnetita (+ actinolita, grunerita e ferropirosmalita), cloritização e epidotização como disseminações e veios associados à mineralização de Cu-Ni, e um estágio tardio marcado pela formação de veios e sericitização. Tal alteração transforma as rochas do Complexo Ézio em hidrotermalitos bandados, rochas brechadas, anfíbolitos e biotita actinolitos/cummingtonititos, o último a partir de um protólito ultramáfico. Dados litogeoquímicos sugerem ganhos em K e Fe e perdas em Ca com a alteração hidrotermal nas diferentes rochas do Complexo Ézio, enquanto que os elementos-traço são afetados somente em rochas pervasivamente alteradas. Datação U-Pb em titanita associada à alteração com biotita forneceu três diferentes idades, uma mais velha de 2.620 ± 14 Ma, interpretada como idade de resfriamento ou abertura do sistema, e idades mais novas representando um re-equilíbrio isotópico por complexas interações fluido/rocha ou eventos térmicos/deformacionais. A mineralização de Cu-Ni ocorre principalmente como a matriz de corpos brechados semi-maçiços a maços e disseminações intersticiais no clinopiroxenito. A assembleia consiste de pirrotita e calcopirita como sulfetos predominantes e menores proporções de pirita, ilmenita, pentlandita, magnetita, rutilo e esfalerita, além de quantidades traço de hematita, bornita, molibdenita, uraninita, ouro nativo, prata nativa, badeleíta, cobaltita e sulfoarsenieto de Co e Ni. Geotermômetros e assembleias minerais indicam fluidos que atingem altas temperaturas nos primeiros estágios (acima de 600°C), estabilizando clinopiroxênio ou granada, e sofrem forte resfriamento (< 300°C) até a precipitação dos sulfetos. A abundância de minerais com Cl, como hornblenda, escapolita, biotita e Fe-pirosmalita, indicam a alta salinidade dos fluidos nos estágios iniciais. Assim, dois processos podem ser considerados com relação ao resfriamento do sistema: um envolvendo um único fluido que resfria como uma função do tempo, em que o conteúdo de Cl diminui por ser constantemente incorporado a minerais hidrotermais, como anfibólio, escapolita e ferropirosmalita; e outro provocado pela mistura de um fluido mais reduzido de alta salinidade e baixa concentração de S com um fluido mais oxidante e rico em S, diluindo o conteúdo de Cl. Similaridades com os depósitos de IOCG de Carajás, como Cristalino e Sossego, indicam um mesmo sistema hidrotermal envolvido. Porém, diferenças como a ausência de fluorita, predominância de alterações com hornblenda e biotita e ocorrência de ilmenita como o principal óxido mostram, dentre outros aspectos, variações na composição do fluido e das rochas hospedeiras, da fO_2 e nível crustal das rochas afetadas.

ABSTRACT

The Ézio Layered Mafic-Ultramafic Complex is part of a cluster of mafic-ultramafic intrusions located in the eastern part of the Carajás Mineral Province, one of the most important districts of Cu-Au in the world, situated in the eastern border of the Amazonian Craton. The intrusive body occurs along the Serra do Rabo Fault Zone, the eastern termination of the Carajás Strike-Slip Fault System, a major tectonic feature linked to the IOCG-type mineralization of important deposits, as Salobo, Igarapé Bahia/Alemão, Cristalino and Sossego. The complex, consisting of predominant gabbroic rocks and minor serpentinites, peridotites and clinopyroxenites, is limited to the south by gneisses and migmatites of Xingu Complex and to the north by granitic and granodioritic rocks associated to metavolcano-sedimentary rocks assigned to the Itacaiúnas Supergroup, as well as cut by an alkaline granitic body. Such rocks were subjected to hydrothermal alteration, more pervasive along ductile-brittle fault zones. Although primary magmatic features of the Ézio Complex rocks are partial to completely obliterated, petrographic and chemical studies suggest a crystallization sequence defined by Ol+Chr; Ol+Chr+Cpx; Cpx; Cpx+Pl. Compositional range of olivine (Fo₆₇₋₆₉), although restricted to one sample, indicates a moderately primitive parental magma. Crustal contamination is indicated by weakly positive to variably negative $\epsilon_{Nd} (T = 2.74 \text{ Ga})$ values (0.30 to -4.20) and negative anomalies of Nb and Ta. The whole-rock Sm-Nd isochron, despite great uncertainty, indicates an age of Neoproterozoic magmatic crystallization ($2.77 \pm 0.17 \text{ Ma}$). The patterns of trace elements and the age of the complex are comparable to other mafic-ultramafic intrusions of Carajás (about 2.76 Ga), suggesting similar magmatic processes. The hydrothermal alteration in the complex is responsible for a paragenetic sequence comparable to that established in the Carajás IOCG systems. This sequence is characterized by overlapping stages defined by early widespread hornblende-plagioclase (albite-oligoclase) and minor scapolite, followed by biotite-potassic feldspar alteration, magnetite formation (+ actinolite, grunerite and Fe-pyrosmalite), chlorite-epidote alteration as disseminations and veins associated with mineralization of Cu-Ni, and a late-stage characterized by vein infillings and sericitization. Hydrothermal alteration transforms the Ézio Complex rocks to banded hydrothermalites, brecciated rocks, amphibolites and biotite actinolites/cummingtonites, the latter from an ultramafic protolith. Litho-geochemical data suggest K and Fe gains and Ca losses with hydrothermal alteration in different rocks from the Ézio Complex, while trace elements are only affected in pervasively altered rocks. U-Pb dating in titanite associated with biotite alteration provided three different ages, an older of $2,620 \pm 14 \text{ Ma}$, interpreted as cooling age or system opening, and younger ages representing an isotopic re-equilibration by complex fluid/rock interactions or thermal events/deformation. Cu-Ni mineralization occurs mainly as the matrix of semi-massive to massive brecciated bodies and interstitial disseminations in clinopyroxenite. The assemblage consists of pyrrhotite and chalcopyrite as the predominant sulfides, minor pyrite, ilmenite, pentlandite, magnetite, rutile and sphalerite, and trace amounts of hematite, bornite, molybdenite, uraninite, native gold, native silver, baddeleyite, cobaltite and Co and Ni sulfoarsenate. Geothermometers and minerals assemblages indicate fluids that reach high temperatures in the early stages (up to 600°C), stabilizing clinopyroxene and garnet, and undergo strong cooling (< 300°C) until the precipitation of sulfides. The abundance of Cl-rich minerals, as hornblende, scapolite, biotite and Fe-pyrosmalite, indicates the high salinity of fluids in the early stages. Therefore, two cases may be considered regarding the cooling system: one involving a single fluid that cools as a function of time, wherein Cl contents constantly decrease by incorporation of hydrothermal minerals, such as amphibole, scapolite and Fe-pyrosmalite; and another caused by mixing of a more reduced fluid of high salinity and low S contents with a more oxidized S-rich fluid, diluting Cl contents. Similarities to IOCG deposits in Carajás, as Cristalino and Sossego, indicate the same hydrothermal system involved. However, differences as the absence of fluorite, predominance of hornblende and biotite alterations and occurrence of ilmenite as the main oxide phase show, among other aspects, variations in fluid and host rock compositions, fO_2 and crustal level of the affected rocks.

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1. Introdução

A presente dissertação de mestrado consiste na primeira caracterização geológica, geoquímica e geocronológica do Complexo Ézio, uma intrusão máfico-ultramáfica acamadada localizada na Província Mineral de Carajás. A pesquisa está inserida no Projeto Integrado de Pesquisa **“Desenvolvimento de parâmetros comparativos da fertilidade do magmatismo máfico-ultramáfico de Carajás para mineralizações magmáticas (Ni, Cu, EGP, Cr, Ti-V) com base em estudos geocronológicos, petrológicos e do seu posicionamento tectônico-estratigráfico”**, aprovado no Edital MCT/CTMineral/VALE/CNPq 12/2009, com recursos liberados em 08/2010.

Os estudos desenvolvidos no âmbito do projeto integrado de pesquisa em diversos complexos máfico-ultramáficos de Carajás, focados mais diretamente nas características magmáticas destes complexos, geraram resultados que indicam uma diversidade de processos pós-magmáticos. As transformações que afetam de maneira ampla tanto as rochas vulcânicas como os complexos acamadados de Carajás, bem ilustrado pelas transformações descritas no Complexo Luanga e suas encaixantes metavulcânicas (Ferreira Filho et al. 2007), são um assunto em debate. Estas têm sido interpretadas como resultantes de um evento metamórfico regional (Docegeo 1988) ou como resultado de um processo hidrotermal de grande extensão (Dardenne et al. 1988).

A classe dos depósitos IOCG em Carajás assumiu um grau de significância econômica desde que o primeiro destes depósitos de classe mundial, Sossego, entrou em produção pela Vale (antes chamada Companhia Vale do Rio Doce) em 2004 (Xavier et al. 2012). Diversos estudos vêm sendo desenvolvidos para o entendimento dos processos responsáveis pelas sequências de assembleias de alteração e mineralização tardia, incluindo a origem das fontes de calor, metais e fluidos. A maioria dos depósitos é hospedada por unidades metavulcano-sedimentares arqueanas do Supergrupo Itacaiúnas (~2,76 Ga; Machado et al. 1991) e associação espacial e temporal com rochas graníticas em Carajás ainda não é clara, relatada em poucos casos (e.g. depósito Cristalino de ~2,74 Ga, Huhn et al. 1999; depósito Salobo de ~2,57 Ga, Réquia et al. 2003). Os dados geocronológicos existentes não são suficientemente precisos para relacionar os depósitos a somente um evento metalogenético.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Ézio localiza-se na borda leste da Província Mineral Carajás, onde também se distribuem diversas outras intrusões acamadadas. O complexo ocorre

ao longo da Falha Serra do Rabo, estrutura tectônica secundária à Falha Carajás relacionada à mineralização do depósito do tipo IOCG de Cristalino (Huhn et al. 1999). O complexo é um exemplo do efeito da alteração hidrotermal nas intrusões acamadadas em Carajás, que ocorre de forma mais pervasiva nas proximidades de zonas de cisalhamento. Diferentemente das rochas hospedeiras mais comuns dos depósitos IOCG em Carajás, de composições bastante heterogêneas, a intrusão acamadada consiste predominantemente de rochas gabróicas, permitindo a clara discriminação entre rocha ígnea primária e produtos de alteração hidrotermal.

1.2. Localização e aspectos fisiográficos

O Complexo Ézio está situado na região Serra do Rabo, dentro dos limites do Município de Curionópolis e a cerca de 28 km a leste de Canaã dos Carajás, na porção sudeste do Estado do Pará (Fig. 1A). O acesso principal à área partindo-se de Marabá é feito pela rodovia asfaltada PA-150, passando por Eldorado dos Carajás e seguindo a sul por um percurso de cerca de 50 km, tomando uma estrada vicinal não pavimentada a oeste. A área é cortada por estradas de fazendeiros locais com boas condições de trafegabilidade, exclusivamente usada para criação de gado, não havendo restrições ambientais. Estas se conectam com a estrada principal PA-160 que interliga Parauapebas a Canaã dos Carajás.

O Complexo Ézio é irregular, com dimensões de até 4 km na direção norte-sul e 6 km leste-oeste. A topografia é levemente ondulada, com máxima variação de cota de cerca de 250 metros. A vegetação original da área estudada é classificada como Floresta Equatorial Latifoliada, porém em grande parte retirada, dando lugar a pastagens. O Complexo Ézio está inserido na bacia hidrográfica Araguaia-Tocantins. O clima é tropical e úmido, com duas estações distintas, a saber: a estação seca se estende de junho a setembro e a estação chuvosa de outubro a maio, com temperaturas médias anuais de 26,3°C. A precipitação anual é de aproximadamente 1.600 mm.

1.3. Justificativa e objetivos

A importância dos sistemas hidrotermais de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) da Província Mineral Carajás está bem consolidada atualmente (para uma revisão, consultar Xavier et al. 2010 e 2012; Grainger et al. 2008), com seus processos associados a transformações metassomáticas extensivas e características de idade neoarqueana, conforme ilustrado por idades U-Pb em minerais hidrotermais obtidas no depósito do Bahia ($2,575 \pm 12$

Ma; Tallarico et al. 2005) e do Salobo ($2,576 \pm 9$ Ma; Réquia et al. 2003). Porém, uma das questões científicas recorrentes em Carajás é a distinção entre os processos associados aos eventos hidrotermais e as transformações atribuídas a eventos de metamorfismo *sensu stricto* (i.e., associadas ao metamorfismo regional), em vista da semelhança entre os produtos gerados.

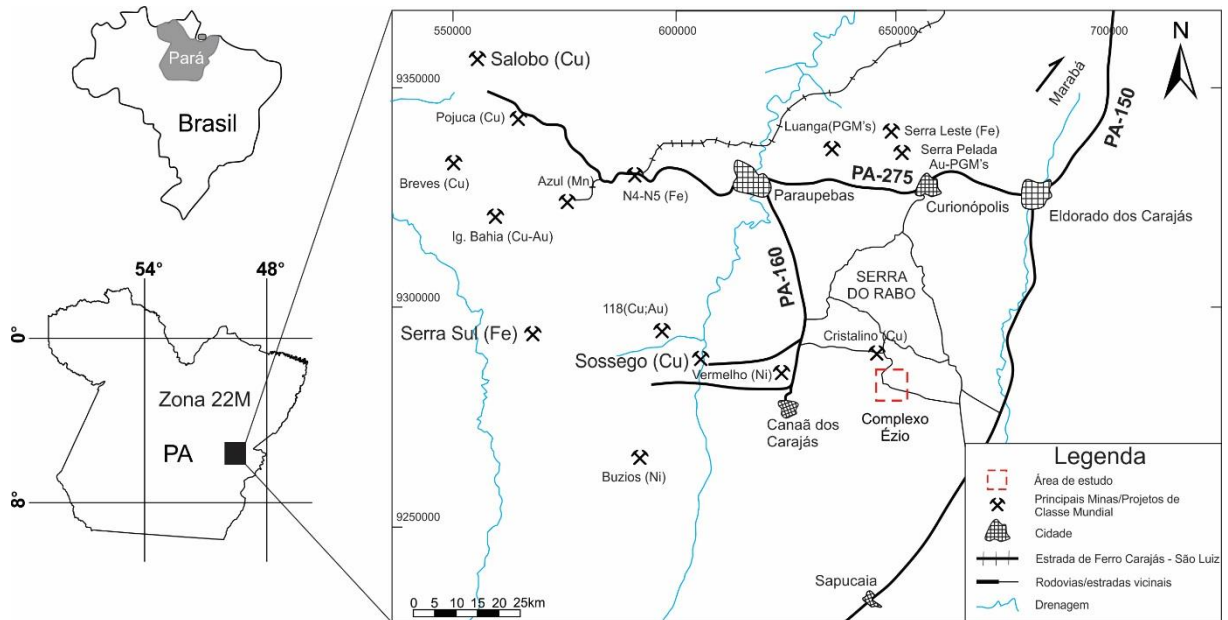


Figura 1A. Mapa de localização da área de estudo e acesso.

O presente trabalho visa a estudar especificamente os aspectos petrológicos, químicos e geocronológicos das rochas do Complexo Ézio a fim de fornecer subsídios para identificar a natureza desses processos pós-magmáticos. Paralelamente, objetiva-se uma comparação com as demais intrusões máfico-ultramáficas de Carajás em termos de processos magmáticos. Tendo em vista que a alteração mais pervasiva na área de estudo é condicionada por zonas de falha que cortam o complexo e as rochas encaixantes, a caracterização das rochas transformadas será abordada por diferenciação mineralógica e química das assembleias associadas a zonas de intenso metassomatismo (IOCG), de ocorrência em faixas restritas do Complexo Ézio, daquelas que se distribuem largamente. As rochas menos alteradas preservam parte dos minerais primários ígneos, podendo fornecer a idade de cristalização magmática da rocha gabróica.

1.4. Métodos

Inicialmente, manteve-se um enfoque em revisões bibliográficas e estudos complementares a fim de aprofundar o conhecimento concernente ao contexto geológico da Província Carajás, à formação de depósitos minerais do tipo IOCG e diferentes aspectos

relacionados a intrusões acamadadas máfico-ultramáficas. O mapa de detalhe (1:20.000) da região que engloba o Complexo Ézio e encaixantes foi desenvolvido durante os trabalhos de exploração mineral da Anglo American (2001 a 2007). A caracterização do Complexo Ézio e rochas transformadas, dos estágios de alteração hidrotermal e da mineralização foram efetuadas por meio de mapeamento geológico e descrição sistemática de testemunhos de 4 furos de sondagem, assim como estudos petrográficos por microscópio óptico, em luz transmitida e refletida, e químicos.

O trabalho de campo foi realizado em junho de 2014, entre os dias 16 e 21, consistindo em dois dias de reconhecimento regional e dois dias de visitação a pontos estabelecidos em estudos anteriores no Complexo Ézio e arredores. Foram amostrados dois afloramentos no Complexo Ézio para estudos petrológicos e geocronológicos. O trabalho contou com o apoio da VALE, incluindo discussões sobre o contexto geológico regional e deslocamentos na área.

Procedeu-se uma caracterização petrográfica em produtos e dados já existentes e em amostras da etapa de campo, envolvendo 36 lâminas polidas de amostras coletadas a partir de afloramentos (12) e testemunhos de sondagem (24) de quatro furos selecionados. As fichas petrográficas com as informações microscópicas são listadas no Anexo I. Este estudo permitiu o reconhecimento dos diversos litotipos e estilos de alteração que fazem parte do Complexo Ézio, envolvendo rochas acamadadas parcialmente preservadas e rochas hidrotermais com alteração pervasiva, bem como a seleção de amostras a serem analisadas por microsonda eletrônica. Deste total, foram selecionadas 26 lâminas de seções representativas das diferentes rochas para o estudo da química dos minerais.

As análises de química mineral foram determinadas por microsonda eletrônica JEOL JXA-8230, em modo de dispersão por comprimentos de onda (WDS – Wavelength-Dispersive Spectrometry), no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (ver item “3.1. *Microprobe analyses*” do artigo em anexo para informações mais detalhadas). Os minerais selecionados correspondem a anfibólio, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, titanita, escapolita, magnetita, feldspato potássico, olivina e ortopiroxênio. As composições dos minerais primários foram obtidas com a seleção de domínios preservados contendo os minerais ígneos definidos por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. O tratamento dos dados foi feito por meio de planilha eletrônica Excel e os resultados analíticos encontram-se nas tabelas 1, 2, 3 e 4 do artigo e no Anexo II.

Análises litogeoquímicas em 16 amostras, sendo seis de afloramentos e dez de testemunhos de dois furos de sondagem (FD25 e FD27), foram efetuadas no laboratório ALS

Chemex (Canadá). Resultados adicionais fornecidos pela Anglo American Brasil Ltda para oito amostras dos furos FD25, FD26 e FD28 foram obtidos por ICP-MS nos laboratórios analíticos Acme em Vancouver, Colúmbia Britânica. A descrição das técnicas utilizadas encontram-se no item “3.2. *Bulk rock analyses*” do artigo em anexo e os dados analíticos são expressos na Tabela 5 do mesmo.

Os trabalhos isotópicos foram desenvolvidos pelo Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília. A preparação da amostra EZ-09 para datação U-Pb resultou em um concentrado de titanita. Totalizaram-se 24 análises por LA-ICPMS em titanita, mostrados na Tabela 6. Análises Sm-Nd em rocha total foram desenvolvidas segundo o método descrito por Gioia and Pimentel (2000), obtendo-se 11 análises (Tabela 7). As técnicas utilizadas são descritas nos itens “3.3. *U-Pb Analyses*” e “3.4. *Sm-Nd systematics*” do artigo em anexo.

1.5. Escopo do estudo

Conforme previsto no regulamento do Curso de Pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília, a presente dissertação de mestrado apresenta-se estruturada na forma de artigo intitulado “*Cu-Ni mineralization associated with an IOCG system in a mafic-ultramafic layered intrusion: the Ézio Complex, Carajás Province, Brazil.*”, a ser submetido para publicação em periódico com corpo editorial. O artigo é apresentado na forma que será submetido à revista *Mineralium Deposita*, mantendo o estilo e formato previstos no periódico.

Referências

- Dardenne MA, Ferreira Filho CF, Meirelles MR (1988) The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J South Amer Earth Sci* 1:363-372
- Docegeo - Rio Doce Geologia e Mineração (1988) Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. 35º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Belém, Brazil, pp 11-59
- Ferreira Filho CF, Cançado F, Correa C, Macambira EMB, Siepierski L, Brod TCJ (2007) Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG-NO 5:01-14
- Gioia SMCL, Pimentel MM (2000) The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An Acad Bras Ci* 72(2):219-245
- Grainger CJ, Groves DI, Tallarico FHB, Fletcher IR (2008) Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through

Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geol Rev* 33:451-489

- Huhn SRB, Souza CIJ, Albuquerque MC, Leal ED, Brustolin V (1999) Descoberta do depósito Cu(-Au) Cristalino: geologia e mineralização associada - Região da Serra do Rabo - Carajás-PA. VI Simpósio de Geologia da Amazônia, pp 140-143
- Machado N, Lindenmayer Z, Krogh TH, Lindenmayer ZG (1991) U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res* 49:329-354
- Réquia K, Stein H, Fontboté L, Chiaradia M (2003) Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Miner Deposita* 38:727-738
- Tallarico FHB, Groves DI, Figueiredo BR, Grainger CJ, Beadry C (2005) Neoproterozoic and Paleoproterozoic metallogeny of the Carajás copper-gold belt. In: SBG (eds), I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado. Extended Abstracts [CD-ROM]
- Xavier RP, Monteiro LVS, Moreto CPN, Pestilho ALS, Melo GHC, Silva MAD, Aires B, Ribeiro C, Freitas e Silva FH (2012) The iron oxide copper-gold systems of Carajás Mineral Province, Brazil. In: *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: a tribute to Richard Sillitoe*. Special Publication of the Soc Econ Geol 16:433-453

To be submitted to Mineralium Deposita

**Cu-Ni MINERALIZATION ASSOCIATED WITH AN IOCG SYSTEM IN A MAFIC-
ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSION: THE ÉZIO COMPLEX, CARAJÁS PROVINCE,
BRAZIL.**

Karen Santos e Silva*; Cesar Fonseca Ferreira Filho*; Maria Emilia Schutesky Della
Giustina*

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

Abstract

The Ézio mafic-ultramafic complex lies in the eastern border of the Carajás Domain in Carajás Mineral Province, Brazil. The layered intrusion consists of predominant gabbroic and minor ultramafic rocks, exposed within the Carajás Fault termination, a major tectonic feature related to IOCG mineralizations. A moderately primitive composition is indicated for the parental magma by Fo_{69-67} contents in cumulus olivine. Whole-rock Sm-Nd isochron for gabbroic rock rendered a Neoproterozoic age (2.77 ± 0.17 Ga), coeval with ages reported in other layered intrusions in Carajás. Both Ézio Complex and country rocks have been subjected to a hydrothermal alteration characterized by overlapping sequences: (1) a widespread hornblende-plagioclase (albite-oligoclase) and minor scapolite alterations; (2) biotite-potassic feldspar alteration and magnetite (+ actinolite-Fe-pyroxene-grunerite) formation; (3) chlorite-epidote alteration associated to the Cu-Ni mineralization; (4) poorly developed sericite alteration and vein infilling. Three different U-Pb titanite ages for biotite alteration between 2.62 and 2.44 Ga indicate resetting of isotopic system. The abundance of Cl-bearing hornblende, biotite and scapolite in the early stages reflects high salinity of circulating fluids. Decrease in temperature (over $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $< 300\text{ }^{\circ}\text{C}$), indicated by chemical geothermometers, coupled with increase in fO_2 and decrease in salinity of metalliferous fluids are possible effective mechanisms for sulfide precipitation. The mineralization consists mainly of pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite-pentlandite and minor ilmenite and magnetite, occurring as semi-massive to massive brecciated zones and interstitial disseminations in clinopyroxenite. Similarities with IOCG deposits from southern Copper belt, as Cristalino and Sossego, suggest the same hydrothermal system with a similar fluid evolution and metal sources.

Key Words: Carajás, layered intrusion, Archean, hydrothermal alteration, Cu-Ni sulfides, IOCG

1. Introduction

Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits are a broad class grouped by their abundance of iron oxide minerals, despite significant diversity in age, size, tectonic setting, morphology, and host-rock composition (Hitzman 1992; Williams et al. 2005). These deposits, associated to a large-scale metasomatism, contain economic Cu grades with or without Au and various combinations of U, LREE, Co, Ni, As, Mo, Ag, Ba, P and F (Williams et al. 2005). The mineralization is hosted by a wide variety of rock types, including igneous (e.g., Olympic Dam, South Australia; and Candelaria, Chile) and sedimentary rocks (e.g., Bayan Obo, China; and Wernecke Mountains, Canada). Host rocks are also commonly metamorphosed and responsible for some of the differences in mineralogy among deposits (Hitzman 2000). In Carajás Mineral Province, that hosts some of the largest IOCG deposits (Salobo, Cristalino, Sossego and Alemão; Williams et al. 2005), distinction between processes related to hydrothermal events and transformations attributed to a metamorphism *sensu stricto* (i.e., regional metamorphism) remains an issue under discussion. Recent geological, petrological and isotopic studies of layered mafic-ultramafic intrusions to characterize the different plutonic suites in the Carajás Mineral District have indicated a variety of post-magmatic processes. Such metamorphic and/or hydrothermal processes are common in several layered complexes (e.g., Serra Leste Plutonic Suite, Ferreira Filho et al. 2007, Teixeira et al. 2015; Cateté Plutonic Suite, Macambira and Ferreira Filho 2002), but their age and origin have not been investigated in detail.

The Cu-Ni sulfide mineralized Ézio complex is part of a cluster of layered mafic-ultramafic intrusions located in the eastern part of the Carajás Mineral Province (Ferreira Filho et al. 2007). Several mafic-ultramafic complexes of different size and magmatic structures were identified during green field mineral exploration in the Canaã dos Carajás region. However, results for these mafic-ultramafic complexes are so far restricted to the Ni-laterite mineralized Vermelho and the Touro Complex (Siepierski et al. in prep). This study provides the first geological, geochemical and geochronological characterization of the Ézio Complex. This complex is located along the Serra do Rabo Fault Zone, a major tectonic feature linked to IOCG-type mineralization of the Cristalino Cu-Au deposit (Huhn et al. 1999), thus providing the opportunity to evaluate the effect of the hydrothermal alteration in layered mafic-ultramafic intrusions in Carajás. Because the rocks affected by hydrothermal alteration in the Ézio Complex consist mainly of gabbroic rocks, altered rocks are easily recognized and may be followed from proximal to distal altered zones. The preservation and/or resetting of primary

igneous isotopic and lithogeochemical systems, as well as Cu-Ni sulfide mineralization associated to IOCG-type alteration are discussed.

2. Regional Setting

The Carajás Mineral Province (CMP, Fig. 1), situated in the southeastern part of the Amazon Craton, NW Brazil (Dall'Agnol et al. 1999; Tassinari and Macambira 1999), represents one of the most well-endowed mineral provinces in the world. This province has its importance attributed to a singular set of mineral deposits, including the largest iron ore resources, several world-class iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits (Grainger et al. 2008; Moreto et al. 2015) and Ni laterite deposits (Castro Filho and Mattos 1986; Corrêa et al. 1984; Heim and Castro Filho 1986). The geology and mineral deposits of CMP are reported by several studies, including reports by mining companies (Docegeo 1988; Hirata et al. 1982; Meireles et al. 1984) and the Brazilian Geological Survey (Araújo et al. 1988; Araújo and Maia 1991; Costa et al. 1995; Macambira and Vale 1997; Schobbenhaus et al. 1984), as well as academic papers (Dall'Agnol et al. 1997; Macambira and Lafon 1995; Machado et al. 1991; Pinheiro and Holdsworth 1997).

The CMP is limited to the east by the Neoproterozoic Araguaia Belt and partially covered to the west by Paleoproterozoic sequences (Sobreiro and Santa Rosa formations) generically assigned to the Uatumã Supergroup (Araújo and Maia 1991; Docegeo 1988). North and south geological limits, where respectively gneiss-migmatite-granulite terrains and granite-greenstone terrains occur, are not accurately established. The CMP is split into two tectonic domains: the older Rio Maria Domain to the south, characterized as a granite-greenstone terrane, and Carajás Domain to the north (Dall'Agnol et al. 2006; Vasquez et al. 2008), comprising both basement and supracrustal sequences (Fig. 1). These domains are separated by a regional E-W shear zone, known as the Transition Subdomain (Fig. 1; Feio 2011).

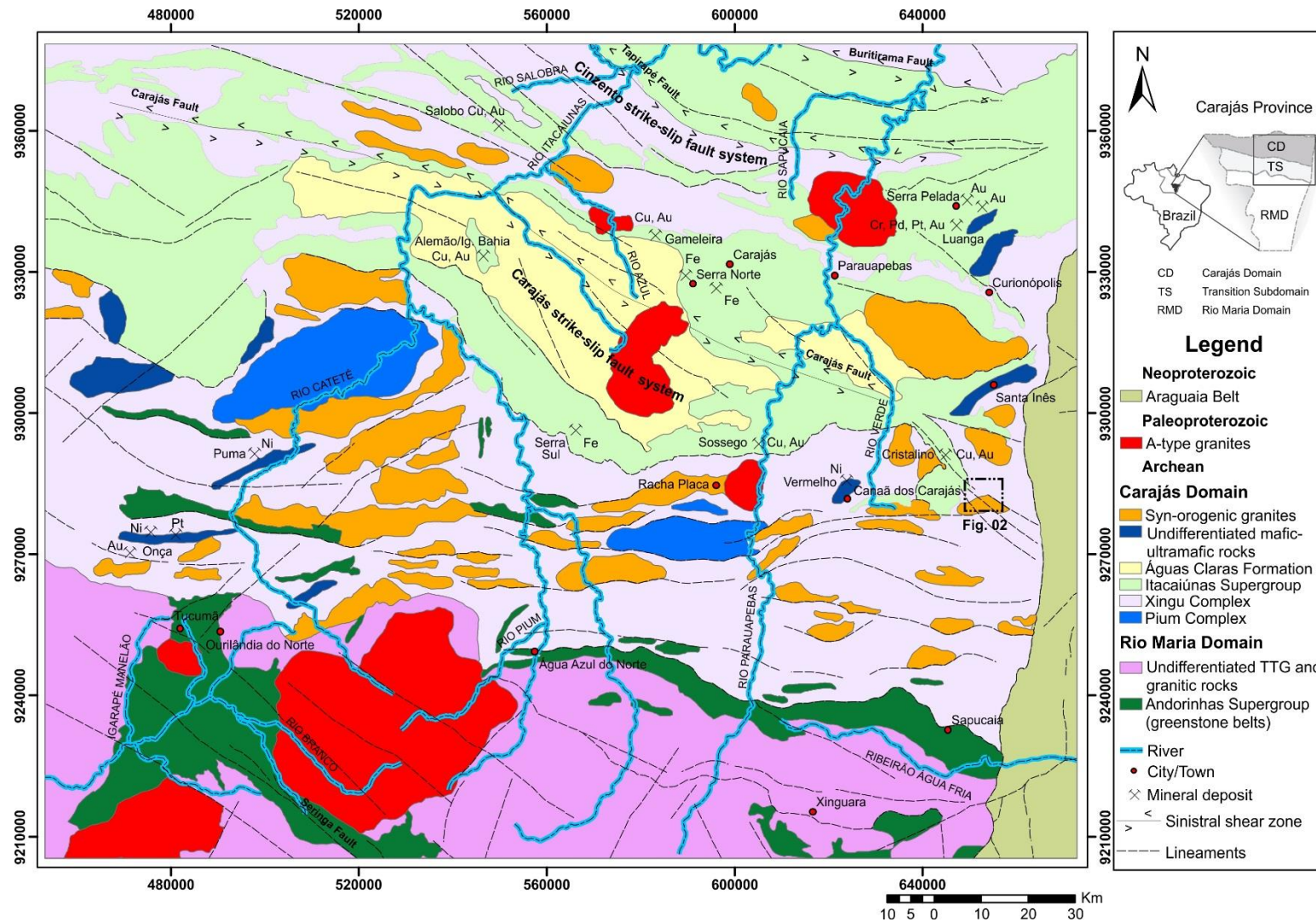


Fig. 1. Regional map of Carajás Domain and adjacent areas, northern portion of Carajás Mineral Province, with the distribution of several mineral deposits. Location of the Ézio Complex (Fig. 2) is indicated. Modified from CPRM (2004); Vasquez et al. (2008).

The basement rocks of the Carajás Domain are composed of tonalitic to trondhjemitic gneisses and migmatites of the Xingu Complex (3.04 Ga, Sato and Tassinari 1997) and minor ortho­granulites (Pium Complex: $3,002 \pm 14$ Ma, Pidgeon et al. 2000). The migmatization event that affected the Xingu Complex ($2,859 \pm 2$ Ma; Machado et al. 1991) and the high-grade metamorphism of the Pium Complex ($2,859 \pm 9$ Ma; Pidgeon et al. 2000) were synchronous. These ages are contemporary to TTG series in regions of Rio Maria, that presents prevailing ages around 2.87 Ga and occur associated with Andorinhas Supergroup. The latter consists of several Mesoarchean (ca. 2.98-2.90 Ga) greenstone belts (Docegeo 1988; Huhn and Santos 1988; Souza et al. 2001).

The Itacaiúnas Supergroup consists of metavolcano-sedimentary sequences that occupy the Carajás Basin, specifically Igarapé Salobo (2.76 Ga, Machado et al. 1991), Grão Pará (2.76 Ga, Machado et al. 1991; Wirth et al. 1986), Igarapé Bahia (2.74 Ga, Galarza and Macambira 2002) and Igarapé Pojuca groups (2.73 Ga, Machado et al. 1991). The Grão Pará Group is the dominant sequence and includes low-grade metavolcanic rocks that host one of the largest high-grade (over 60 wt% Fe) BIF iron ore deposits and resources in the world (Figueiredo e Silva et al. 2013; Lobato et al. 2005). The different metamorphic grades and deformation of the 2.76 to 2.73 Ga Itacaiúnas Supergroup has been attributed to the development of the 2.7 Ga Itacaiúnas sinistral strike-slip ductile shear zone (Holdsworth and Pinheiro 2000) and to the Cinzento and Carajás sinistral ductile-brittle to brittle transcurrent fault systems (2,581-2,519 Ma; Machado et al. 1991). The tectonic setting is still a matter of debate, and models include a continental rift system (Gibbs et al. 1986; Olszewski et al. 1989) and a volcanic arc environment associated to subduction (Dardenne et al. 1988).

Different sequences of the Itacaiúnas Supergroup, including Grão Pará Group, are overlain by psamo-pelitic rocks of Águas Claras Formation (Nogueira et al. 1994). This sedimentary unit, deposited in fluvial to shallow marine environments, comprises sandstones, calcarenites, conglomerates and siltstones (Araújo et al. 1988; Soares et al. 1994), locally deformed near Carajás Fault. Dating of detrital zircon in sandstones ($2,681 \pm 5$ Ma, Trendall et al. 1998) and zircon in metagabbroic sills ($2,645 \pm 12$ Ma, Dias et al. 1996) constrains the age of the Águas Claras Formation to the Archean. All sedimentary units are unconformably covered by a thin, localized sequence of clastic immature rocks of uncertain age deposited on the eastern termination of Carajás Fault (Docegeo 1988), the Gorotire Formation, comprising arcosean sandstones and polymitic conglomerates.

Granitic intrusions in the Carajás Domain have been essentially correlated to three episodes of distinct ages. Archean subalkaline granitic magmatism (ca. 2.76-2.74 Ga), syn-tectonic, was contemporary to Itacaiúnas Supergroup sedimentation, represented by Plaquê and Planalto suites, Estrela Complex and Serra do Rabo Granite (Avelar et al. 1999; Barros et al. 2001a and 2001b; Dall'Agnol et al. 1997; Huhn et al. 1999). Younger intrusions include peralkaline to meta-aluminous granites such as Old Salobo ($2,573 \pm 3$ Ma, Machado et al. 1991) and Itacaiúnas ($2,560 \pm 37$ Ma, Souza et al. 1996) granites. Lastly, a Paleoproterozoic granitogenesis related to an extension or transtension event (about 1.88 Ga) generated anorogenic granitic plutons like the Central de Carajás, Young Salobo, Cigano, Pojuca and Breves granites (Dall'Agnol et al. 1994; Lindenmayer and Teixeira 1999; Machado et al. 1991; Tallarico 2003).

Numerous mafic-ultramafic bodies are intrusive in the Xingu Complex and Itacaiúnas Supergroup (Docegeo 1988). Such intrusions are remarkable for a great diversity in their magmatic structure and stratigraphy, fractionation patterns, chemical composition and mineralizations, suggesting distinct magmatic suites (Ferreira Filho et al. 2007; Teixeira et al. 2015). Included in this context are the large Ni-mineralized layered intrusions of the Cateté Suite and the PGE-mineralized Luanga Complex (Ferreira Filho et al. 2007; Macambira and Valle 1997). The Cateté unit ($2,766 \pm 6$ Ma, U-Pb zircon in Serra da Onça, Lafon et al. 2000) comprises a group of non-metamorphosed serpentinites, peridotites, pyroxenites and gabbro-norites, arranged in elongated intrusions located in the west portion of CMP and oriented NE-SW according to the structural trend. The Luanga Complex crystallized at $2,763 \pm 6$ Ma (Machado et al. 1991), coeval with the extensive mafic magmatism of the Itacaiúnas Supergroup.

2.1. Carajás Iron Oxide Copper-Gold Deposits (IOCG)

The hydrothermal IOCG (Fe-Cu-Au \pm REE, U, P, Co, Ni) systems of the CMP and world-class reserves are known since 1977, when the Salobo deposit was discovered. The IOCG deposits present many similarities, such as hydrothermal ore styles, strong structural control and a wide range of fluid inclusion homogenization temperatures (100-570 °C) and salinities (0-69 wt% NaCl eq.) in ore-related minerals, indicating mixture of fluids of different sources (Monteiro et al 2008a; Xavier et al. 2012). Intense hydrothermal alteration involves initial Na and Na-Ca alterations, K-Fe alteration, chloritization, Cu-Au mineralization and hydrolytic alteration (Monteiro et al. 2008a). The deposits are mainly located in two sectors, the northern

Copper belt (e.g., Salobo, Igarapé Bahia/Alemão and Gameleira) and southern Copper belt (e.g., Cristalino, Sossego and its satellite deposits). Most deposits occur within or close to two distinct E-W and WNW-ESE trending regional shear zones (over 130 km-long) and are inserted in variable host rocks of the Itacaiúnas Supergroup (Moreto et al. 2013). The formation environment of the deposits and the nature of the host rocks define specific subtypes of hydrothermal alteration (Monteiro et al. 2008a). The genesis of IOCG-type mineralizations of Carajás has been related to the three granitogenesis events, establishing magmatic-hydrothermal systems (Grainger et al. 2008; Tallarico et al. 2005), although a line of interpretation supports syngenetic volcanic models for the genesis of Salobo and Igarapé Bahia deposits (Dreher 2004; Lindenmayer 1990; Villas and Santos 2001).

The importance of hydrothermal processes associated with Cu-Au deposits (IOCG-type mineralization) in Carajás is currently well established (for a review, see Grainger et al. 2008; Xavier et al. 2010, 2012). However, the type of process that extensively affect both volcanic rocks and mafic-ultramafic layered complexes of Carajás, clearly illustrated by the alterations described in Luanga Complex and its metavolcanic host rocks (Ferreira Filho et al. 2007), yields a controversial subject. These transformations have been interpreted either as resulting from a regional metamorphic event (Docegeo 1988) or as consequence of a hydrothermal system of large extent (Dardenne et al. 1988). In view of the similarity among the recrystallization products generated, several areas known as the result of hydrothermal alteration (IOCG) were originally described as sequences of metamorphic rocks (e.g., Salobo by Lindenmayer 1990). The existence of a relationship between metasomatic-hydrothermal processes described in Cu-Au deposits, with metamorphic-hydrothermal events of regional nature in Carajás has not been consolidated.

3. Material and Methods

Field work for the characterization of host rocks, hydrothermal alteration stages and ore paragenesis consisted of geological mapping and detailed drill core description. Samples were collected from 9 outcrops and 24 core samples from four selected boreholes (sample locations are plotted on Fig. 2). A total of thirty-six polished thin sections were examined petrographically. The backscattered electron and cathodoluminescence images were obtained using scanning electron microscope at the University of Brasília.

3.1. Microprobe analyses

Mineral chemistry analyses were made on 26 polished thin sections using the JEOL Superprobe JXA-8230 at the Electron Microprobe Laboratory of the University of Brasília, Brazil. Quantitative analyses by wavelengths dispersive mode (WDS) were performed by natural and synthetic mineral standards, at an accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 10 nA. Energy dispersive X-ray spectroscopy (EDS) of several minerals were also adopted to support petrographic studies. Estimates of Fe³⁺ contents were provided for site and charge balance calculations on cation-normalized analyses. WDS analyses were obtained for olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole, plagioclase, K-feldspar, titanite, scapolite, biotite, chlorite and magnetite. Representative analyses of clinopyroxene, plagioclase, amphibole and titanite are illustrated in Tables 1, 2, 3 and 4, respectively.

3.2. Bulk rock analyses

Sample preparation and bulk rock analyses were performed at the ALS Chemex, Canada. A total of 16 representative samples from 6 outcrops and 10 boreholes (FD25 and FD27) were assayed using different procedures. These include the whole rock package plus LOI (ALS Chemex codes: ME-ICP06 and OA-GRA05), total S plus total C (ALS Chemex codes: C-IR07 and S-IR08), base metals by four acid digestion (ALS Chemex code: ME-4ACD81) and up to 34 elements by ICP-MS package plus 38 elements fusion ICP-MS package (ALS Chemex codes: ME-MS42 and ME-MS81). A complete description of analytical methods is available in the ALS Chemex Home Page (www.alsglobal.com). Results are shown in Table 5.

Whole-rock composition of 8 samples from holes FD25, FD26 and FD28 (Table 5) were carried out by ICP-MS at Acme Analytical laboratories in Vancouver, British Columbia. Data were obtained from Anglo American Brasil Ltda. The entire rock sample was jaw crushed and a 0.5 g powdered sample was then digested in hot dilute aqua regia for one hour and diluted to 10 ml with demineralized water. This solution was analysed for major and minor elements and 53 trace elements using Acme AA-Litho Package (Acme codes: 4BWR, 1FMS and 3BFG). As part of their standard quality control, it was introduced duplicate check samples and standards in the samples series. Chemostratigraphy throughout FD25, FD26, FD27 and FD28 drill holes, sampled at 1 meter-long interval, was provided by SGS Lakefield (codes: METAIS_DM-AA and Au-FA-AA_METAIS-AR-AA).

3.3. U-Pb analyses

The U-Pb LA-ICP-MS isotopic analyses were conducted at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. Titanite concentrates were extracted from about 10 kg crushed rock sample using panning for heavy minerals concentration and Frantz isodynamic separator for obtainment of the magnetic fraction. Suitable grains (preferentially more limpid and well-formed crystals) were handpicked under a binocular microscope, mounted in epoxy blocks and polished. Following the method described by Böhn et al. (2009), the mounts were cleaned in a HNO₃ solution (3%) and loaded into a New Wave UP213 Nd:YAG laser ($\lambda = 213$ nm), linked to a Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICPMS. Before entering the equipment, the ablated material is transported by helium (ca. 40 L/min) and mixed with argon (ca. 0.90 L/min). The laser was run at a frequency of 10 Hz and intensity of 2 to 3 J/cm² with a spot diameter of 30 μ m. The integration time was 1s and the ablation time was 40s.

Throughout the U-Pb analyses, two titanite standards were employed to control the ICPMS fractionation and accuracy. Khan titanite (522.2 ± 2.2 Ma; Heaman 2009) was used as the primary external standard in a standard-sample bracketing method, accounting for mass bias and drift correction. The resulting correction factor for the sample analysis considers the relative position of each analysis within the sequence of four samples bracketed by one standard and one blank analyses each (Albarède et al. 2004). Zircon GJ-1 standard (Jackson et al. 2004) was run at the start and the end of each eight analytical sessions, yielding an accuracy around 2% and a precision in the range of 1%. Reported errors of sample analyses were propagated by quadratic addition of the external uncertainty observed for the standards to the reproducibility and within-run precision of each unknown analysis. U-Pb data were calculated using ISOPLOT 4.15/Ex software (Ludwig 2008) and errors for isotopic ratio are presented at the 2σ level. U-Pb results for sample EZ-09C are shown in Table 6.

3.4. Sm-Nd isotopic analyses

Sm-Nd isotopic analyses were carried out at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (UnB), following the method described by Gioia and Pimentel (2000). Whole-rock powders (~3000 mg) were mixed with ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, with Teflon columns containing LN-Spec resin (HDEHP - diethylhexil phosphoric acid supported on polytetrafluorethylene powder). The isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode.

Uncertainties for Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219 and the decay constant used was 6.54×10^{-12} . The T_{DM} values were calculated using the model of DePaolo (1981). Nd procedure blanks were better than 100 pg. Sm-Nd results for 11 samples are shown in Table 7. Isochron age was calculated using Isoplot (Ludwig 2008).

4. Local Geology

The geological map (Fig. 2) is based on extensive mapping, geochemical and geophysical surveys, as well as drilling data developed by Anglo American Ltd. for mineral exploration. The area investigated was previously reported as syn-orogenic granites within the Xingu Complex in regional studies (Fig. 1; CPRM 2004; Vasquez et al. 2008). Therefore, the map provided in Fig. 2 is a close up view (1:20,000 scale) of a region just investigated by regional mapping programs (1:500,000 scale).

The mapped region (Fig. 2) is located along the Serra do Rabo Fault Zone, an important tectonic feature related to IOCG mineralization of the Cristalino Cu-Au deposit (Huhn et al., 1999), such that shearing and hydrothermal alteration is likely to belong to this major fault zone. Host rocks of the Ézio Complex consist of highly foliated gneiss and migmatite (Fig. 3A) of the Xingu Complex in the south, where contacts are well defined by outcrops and soil geochemical surveys. To the north, where contacts are poorly exposed, the complex is limited by variably foliated granite-granodioritic rocks associated with interlayered mica schists and amphibolites attributed to be part of a volcanic-sedimentary sequence of the Itacaiúnas Supergroup (Fig. 2). An alkaline granite crosscut the layered rocks (Fig. 2) and was intersected as small dikes and apophyses in boreholes drilled in the south portion of the Ézio Complex. All these rocks are variably affected by ductile-brittle fault zones and associated hydrothermal alteration. Large outcrops of coarse polimitic conglomerate of the Gorotire Formation covers the northern portion of the investigated areas.

The alteration effects on mafic-ultramafic rocks discriminate discrete zones of intense hydrothermalism, occurring in restricted domains, from widely distributed domains of less altered magmatic rocks. The petrographic description of the complex is separated into rocks that preserve texture and overall bulk composition of layered igneous rocks and those that result mainly from hydrothermal alteration.

4.1. The Layered Rocks

The Ézio Complex comprises an irregular sequence of mafic-ultramafic rocks of about 7 km² (Fig. 2) consisting mainly of gabbroic rocks and minor interlayered dunite, peridotite and pyroxenite. The primary magmatic structure is poorly constrained due to extensive shearing, rocks cropping out mainly as boulders and blocks, and hydrothermal alteration, but a broadly EW trending of the layers is indicated by interlayered mafic and ultramafic rocks. Hydrothermal alteration and associated tectonic deformation partially to completely modified mineral assemblages, although preserved igneous textures are commonly observed.

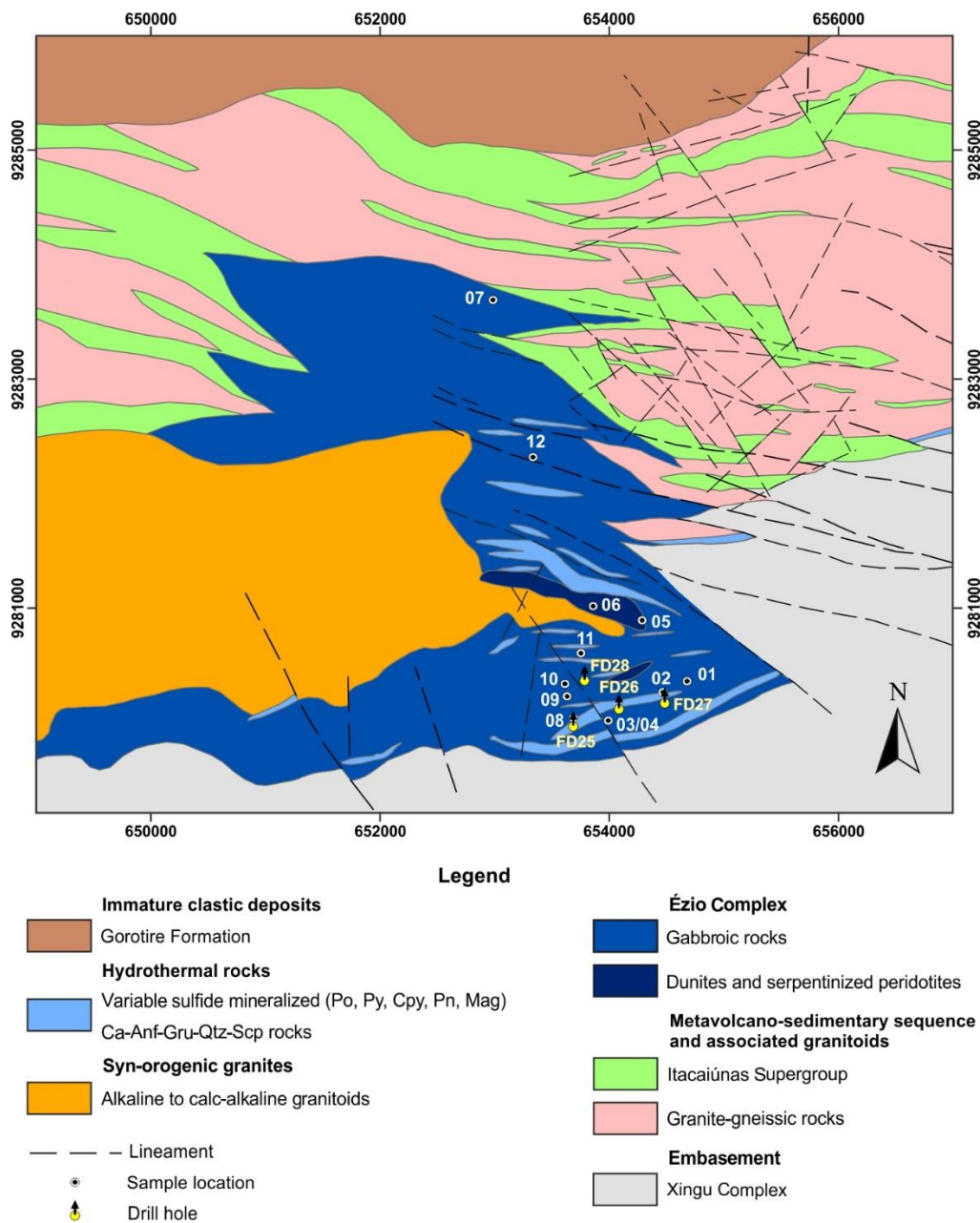


Fig. 2. Geologic map the Ézio Complex, indicating the location of outcrops and boreholes selected for sampling. Modified from unpublished report of Anglo American (2003).

Massive coarse- to medium-grained gabbroic rocks (Fig. 3B) prevail in the Ézio Complex. Even though primary igneous textures are largely preserved, the primary minerals are just preserved in few samples of these plagioclase and clinopyroxene (Cpx) cumulate rocks. Most samples consist of extensively to moderately saussuritized plagioclase crystals and Cpx crystals largely replaced by fine-grained aggregates of hornblende, actinolite, quartz, chlorite and epidote group minerals (Fig. 3C). Plagioclase may be partially to totally recrystallized to fine-aggregates, yet usually preserving original habit. Interstitial primary magnetite (up to 7.5%) and ilmenite (up to 10%) may be preserved, generally showing partial replacement by hornblende (Fig. 3C). Sheared gabbroic rocks (Fig. 3D) consist of elongated highly altered plagioclase crystals and hornblende oriented according to the foliation (Fig. 3E). The meter-scale transition from coarse- to medium-grained massive gabbroic rocks to fine-grained mafic foliated rocks is frequently exposed in outcrops and drill core. These mafic foliated rocks frequently evolve into the truly hydrothermal rocks described in the following sections.

Hydrothermal minerals commonly associated with partially transformed gabbroic rocks include albite, potassic feldspar, hornblende, actinolite, chlorite, scapolite, epidote group minerals, tourmaline, biotite and sulfides. Albite occurs replacing primary igneous plagioclase as well as within reddish veinlets crosscutting the shear foliation (Fig. 3D). The pinkish to reddish color of albite results from tiny hematite inclusions, a feature frequently observed in hydrothermal albite described in different types of hydrothermal deposits (e.g., Sossego IOCG deposit in Carajás, Monteiro et al. 2008a; Oyu Tolgoi porphyry deposits in Mongolia, Khashgerel et al. 2006). A pinkish to reddish color is also imposed to primary saussuritized plagioclase adjacent to these veinlets (Fig. 3D), or to the whole rock in extensively altered zones. Replacement of igneous and hydrothermal plagioclase by minor potassic feldspar is also common. Hornblende has variable pleochroism from pale yellow to bluish green or yellow to brownish green, the latter presenting usual patchy zoning to actinolite compositions (see microprobe analyses in the following section). Quartz inclusions in amphibole are common, as well as partial replacement of hornblende and plagioclase by yellow-brown pleochroic biotite (Fig. 3E, referred to as brown biotite hereafter). Scapolite partially replaces plagioclase and fills fissures of up to a few centimeters, associated to subordinated tourmaline and apatite. Epidote and chlorite alterations are structurally controlled, in the form of veins or replacing feldspars (Fig. 3C), hornblende and biotite (Fig. 3E). Accessory minerals in partially transformed gabbroic rocks include titanite, apatite, zircon, rutile, ilmenite, chalcopyrite, pyrite and pyrrhotite. Ilmenite is extensively altered to hematite and rutile and may be rimmed by titanite.

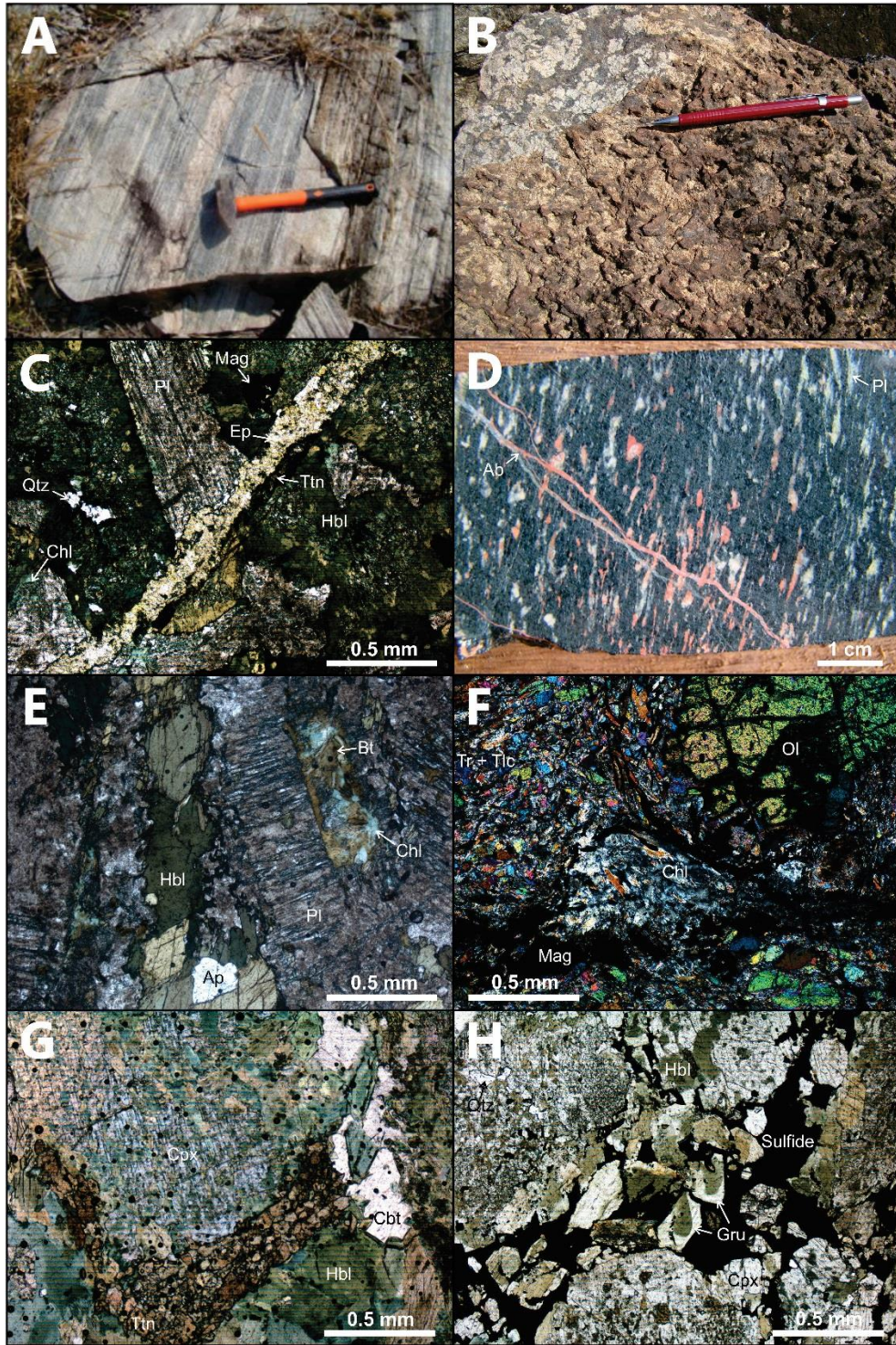


Fig. 3. A) Outcrop of highly foliated gneiss from Xingu Complex; B) Coarse-grained gabbroic rock (EZ-01); C) Photomicrograph of a transformed gabbroic rock, consisting of medium-grained plagioclase and fine-grained magnetite relicts, partially replaced by chlorite and hornblende, respectively, and a fine-grained aggregate of hornblende and quartz as substitution to clinopyroxene. A late vein of epidote and titanite crosscut the whole fabric. View in plane-polarized light (PPL); D) Sheared gabbroic rock affected by a reaction interface from a discordant vein of reddish hydrothermal albite (FD27-116,70m); E) Highly altered plagioclase in sheared gabbroic rock, partially replaced by brown biotite and chlorite. Hornblende is oriented and associated to apatite (PPL). F) Peridotite with medium-grained, slightly corroded igneous olivine embedded in a matrix of tremolite, talc, chlorite and magnetite. View in cross-polarized light (XPL); G) Clinopyroxenite showing medium-grained altered cumulus Cpx within a fine-grained aggregate of titanite and hornblende crosscut by an incipient vein of carbonate; H) Interstitial sulfide in clinopyroxenite, incorporating fine-grained fragments of altered Cpx and hornblende partially replaced by grunerite. Mineral abbreviations after Kretz (1983).

Peridotite, serpentinite and amphibole-bearing serpentinite occur as up to few hundred meter-thick layers of highly transformed olivine-chromite cumulate rocks. Primary igneous minerals are rarely preserved, but original coarse- to medium-grained adcumulate to mesocumulate textures are indicated by pseudomorphs of olivine (replaced by serpentine, cummingtonite and magnetite) and pyroxene (mainly replaced by tremolite, talc and chlorite). Veins of serpentine and magnetite or chlorite and talc (\pm pentlandite) crosscut the whole fabric. Local foliation denotes strain by shear zones. Extensively replaced peridotites include mottled dark grey-brownish rocks with partially serpentinized coarse-grained olivine, containing altered chromite inclusions, within a fine-grained matrix consisting of tremolite, chlorite, talc, cummingtonite, magnetite (Fig. 3F) and relicts of anhedral orthopyroxene. Serpentinite may present chlorite with distinct yellow and blue interference colors, the latter replacing the former. In amphibole-bearing serpentinite, phlogopite (with interlayering transformation to chlorite) and talc may develop at the expense of tremolite. Pyrite and ilmenite are accessory phases.

Clinopyroxenite occurs as few meters-thick layers intersected in drill holes. These Cpx cumulate rocks occur mainly associated with gabbroic rocks as coarse- to medium-grained light and dark grey rocks. Variably replaced cumulus Cpx crystals (70-15 vol.%) occur within a fine-grained array of hornblende, grunerite, titanite, quartz and epidote-group minerals (Fig. 3G). Carbonate occurs as crosscutting veins (Fig. 3G) or irregular interstitial crystals. Titanite occurs as fine-grained agglomerates (Fig. 3G), usually with a few preserved rounded nucleus of ilmenite, or as largest individual crystals. Actinolite forms rims in zoned hornblende or replaces cumulus Cpx along borders, cleavages and fractures. Sulfide-rich zones within clinopyroxenite layers consist of cumulus Cpx (or Cpx pseudomorphs) with interstitial sulfides (3-10 vol.%) cutting or associated with hydrothermal minerals, mainly hornblende and grunerite (Fig. 3H). The latter irregularly substitutes hornblende or forms euhedral crystals that overgrowth the same mineral (Fig. 3H). Sulfides consist of fine-grained aggregates of pyrrhotite and chalcopyrite with minor pentlandite and pyrite.

4.2. Hydrothermal rocks

Hydrothermal rocks consist of EW elongated zones overprinting all rock units mapped in Fig. 2, except for the Gorotire Formation. These rocks were mapped and investigated in detail just within the domain of the Ézio Complex where exploration activities for Cu-Ni sulfides were concentrated (Fig. 2). They consist of zones (up to 2,000 meters long and 100 meters wide) of partially to completely replaced primary igneous rocks (Fig. 2), commonly associated

with a penetrative subvertical mylonitic foliation. Hydrothermal rocks are highly variable but are separated in four main types: banded hydrothermalite, brecciated rocks, amphibolite and biotite actinolite/cummingtonite.

The banded hydrothermalite (Fig. 4A) is a completely transformed rock, without any recognizable primary igneous feature of the host gabbroic and/or ultramafic domain. It occurs in elongated outcrops (up to 10-30 meters wide) as well as in drill core (up 10-20 meters thick intersections), as structurally controlled subvertical zones. These fine- to medium-grained banded Fe-rich rocks (see lithogeochemical section) were classified as banded iron formations during exploration activities. Banded hydrothermalites are characterized by centimeter-scale hornblende-rich bands alternated with quartz-rich bands, with less common Cpx-rich bands (Fig. 4B). The fabric is usually anisotropic, although an isotropic array is observed in some portions. Plagioclase, biotite, grunerite, potassic feldspar and apatite are minor minerals unevenly distributed in granoblastic domains, while allanite, tourmaline, scapolite and zircon are rare minerals. Chlorite occurs along foliation structures or associated with potassic feldspar and minor sulfide in crosscutting veins. In high strain zones, garnet porphyroblasts are developed along the foliation SCC' in a matrix that comprises domains of hornblende and brown biotite (Fig. 4C), as well as domains of stretched quartz presenting grain boundary migration. The porphyroblasts are bypassed by external foliation and partially to completely replaced by chlorite, plagioclase and pale yellow-green pleochroic biotite (referred to as green biotite hereafter). Locally, fibrous actinolite alteration is controlled by mylonitic bands and late veins perpendicular to the foliation, substituting the rock along with euhedral magnetite (up to 8 vol.%) and anhedral grunerite and Fe-pyrosmalite (Fig. 4D). Traces of native gold occur associated with magnetite. Late-stage veins filled by quartz and microcrystalline Fe oxide are eventually distributed discordantly to the foliation (Fig. 4D). Sulfides (< 5 vol.%) are mainly associated with actinolite and chlorite, comprising pyrite (up to 3 vol.%), molybdenite (up to 1 vol.%, associated with hematite in the presence of Cpx), chalcopyrite (less than 1 vol.%) and traces of pyrrhotite.

Brecciated rocks were intersected in drill holes aimed to coincident geophysical and Cu-Ni anomalies (e.g., FD25). They occur as up to 10 meters thick zones within banded hydrothermalites or sheared and transformed gabbroic/ultramafic rocks. Brecciated rocks consist of a sulfide-rich matrix (+ minor Fe-pyrosmalite, stilpnomelane, ilmenite, magnetite and rutile; see Cu-Ni sulfide mineralization section) enclosing very fine- to medium-grained fragments of variable shapes consisting of individual crystals or granoblastic aggregates of

hornblende, actinolite and/or grunerite, as well as minor fragments consisting of aggregates of quartz (Fig. 4E). Fragments have no preferred orientation and show corroded contacts with the sulfide-rich matrix (Fig. 4E). Partial to complete pseudomorphic replacement of hornblende by grunerite is common and usually developed at the contact of fragment and sulfide-rich matrix (Fig. 4E).

Amphibolite results from shearing and alteration of gabbroic rocks (Fig. 4F). It occurs as up to 50 meters-thick irregular zones associated with gabbroic rocks. Amphibolite has medium-grained granoblastic texture and consists of hornblende (up to 77 vol.%) and plagioclase. Quartz, potassic feldspar, titanite, epidote, chlorite and prehnite are relatively common accessory minerals. Plagioclase is mainly cloudy and partially replaced by scapolite, epidote, carbonate, sericite and/or calcium mica. Tourmaline occurs mainly in veins concordant with the foliation or as anhedral scattered crystals associated with scapolite within extensively replaced amphibolite (Fig. 4G). Later pinkish to reddish albite occurs within veinlets or replacing plagioclase (Fig. 4F). Brown biotite-rich bands are widely distributed parallel to the foliation (Fig. 4F), wherein potassic feldspar and plagioclase may occur in association. Biotite is frequently converted to chlorite, rarely to muscovite, with ilmenite along cleavages. Prehnite also occurs as lenses along biotite cleavages, as well as potassic feldspar, and associated to chlorite in late veins. Potassic feldspar generally replaces early hydrothermal albite, which confers a cloudy aspect in thin section. Pyrrhotite and chalcopyrite (up to 2.5 vol.%) occur disseminated, along C-planes of foliation or in crosscut veins with K-feldspar or epidote (\pm scapolite, plagioclase, chlorite). Late veins of scapolite and carbonate crosscut the whole fabric. Hematite (< 1 vol.%) is associated to chalcopyrite and bornite, occurring locally as microplates amid chlorite alteration and as anhedral crystals in veins of carbonate.

Biotite actinolite and biotite cummingtonite (Fig. 4H) are products of shearing and alteration of ultramafic rocks. They occur as few meters-thick anisotropic zones consisting of even proportions of fine- to medium-grained brown biotite and actinolite or cummingtonite and minor hornblende and chlorite. Biotite is replaced by chlorite, as well as hornblende by cummingtonite. Sulfides and oxides comprise pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, pentlandite and altered chromite.

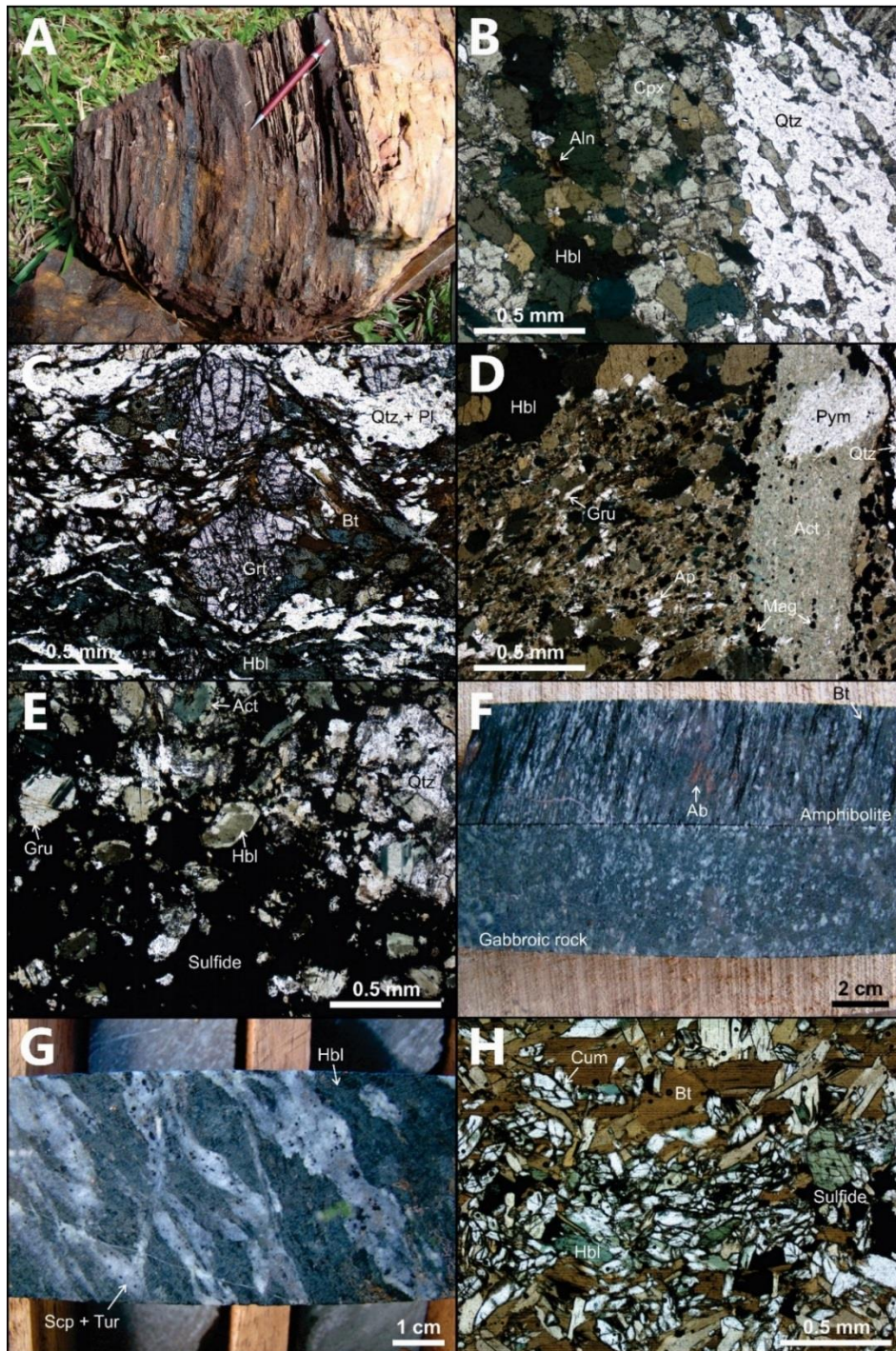


Fig. 4. A) Block of banded hydrothermalite resembling a banded iron formation, composed of hornblende-rich bands alternating with quartz-rich bands and Cpx-rich bands (EZ-08); B) Photomicrography of weakly anisotropic banded hydrothermalite with Cpx, hornblende and quartz. Plane-polarized light (PPL); C) Garnet porphyroblasts deflecting SCC' foliation of the matrix formed by brown biotite, hornblende, quartz and plagioclase in banded hydrothermalite (PPL); D) Fibrous actinolite alteration in banded hydrothermalite, substituting the rock along mylonitic bands and filling a microfault perpendicular to the foliation (PPL). Magnetite, grunerite and Fe-pyrosphalite (Pym) are common associated minerals. A late vein with quartz and microcrystalline iron oxide crosscut the whole fabric; E) Brecciated rock consisting of medium-grained fragments of hornblende, partially replaced by grunerite or actinolite, and quartz aggregates enclosed in a sulfide-rich groundmass (PPL); F) A gabbroic rock with recognizable reliquiar texture (FD27-138,70) transformed to an amphibolite with brown biotite-rich bands and albite alteration along a shear zone (FD27-137,90m). Later albite occur in a crosscut vein; G) Pervasive alteration of scapolite and minor tourmaline replacing amphibolite (FD25-229.20m); H) Biotite cummingtonite, foliated rock composed of brown biotite, cummingtonite, minor hornblende (partially converted to cummingtonite) and interstitial sulfides (PPL). Mineral abbreviations after Kretz (1983).

5. Cu-Ni Sulfide Mineralization

Several Cu-Ni sulfide mineralized intervals are associated with EW trending zones of hydrothermal rocks (Fig. 2). The exploratory drilling program developed by Anglo American Ltd does not provide figures for Cu-Ni resources. However, drill core results, combined with soil geochemistry anomalies and geophysical surveys, indicate an up to 1,000 meter-long Cu-Ni mineralized zone intersected by drill holes FD25, FD26 and FD27 (Fig. 2). The Cu-Ni sulfide mineralization occurs as irregular brecciated bodies, disseminations and vein infillings, cutting distinct magmatic rock types of the Ézio Complex. Sulfide-rich zones consist of brecciated bodies and clinopyroxenite with interstitial sulfide broadly concordant with magmatic layering (Fig. 2).

Brecciated zones hosted within banded hydrothermalite consist of a sulfide-rich groundmass associated to grunerite, oxides and minor Fe-pyrosmalite and stilpnomelane, enclosing silicate fragments (Fig. 5A and 5B). The latter consists of variably brecciated and altered host rocks (i.e., banded hydrothermalite). Sulfide mineralized zones are massive to semi-massive, but also replace fragments in the form of disseminations and late-stage veins (Fig. 5B). Sulfide-rich zones consist of pyrrhotite (50-65 vol.%), chalcopyrite (up to 8 vol.%), minor ilmenite (up to 2 vol.%) and pyrite (up to 2 vol.%) and less than 1 vol.% of pentlandite, magnetite, rutile and sphalerite. These minerals form fine-grained crystalline aggregates with triple junctions (Fig. 5C). Trace amounts of sphalerite, uraninite, native gold, native silver, baddeleyite, cobaltite and a Co + Ni sulphoarsenide with composition of cobaltite-gersdorffite were identified in optical and/or electronic microscopy. Chalcopyrite preferably concentrates in discrete veins with minor sphalerite, but also occurs as anhedral crystals in association with pyrrhotite and pyrite, cutting ilmenite and magnetite crystals (Fig. 5D). Pyrite forms euhedral crystals bordering pyrrhotite (Fig. 5E) or concentrates in veins filled by chalcopyrite. Ilmenite occurs as idiomorphic or irregularly disseminated grains. Pentlandite occurs as rare flame-type exsolutions in pyrrhotite (Fig. 5B).

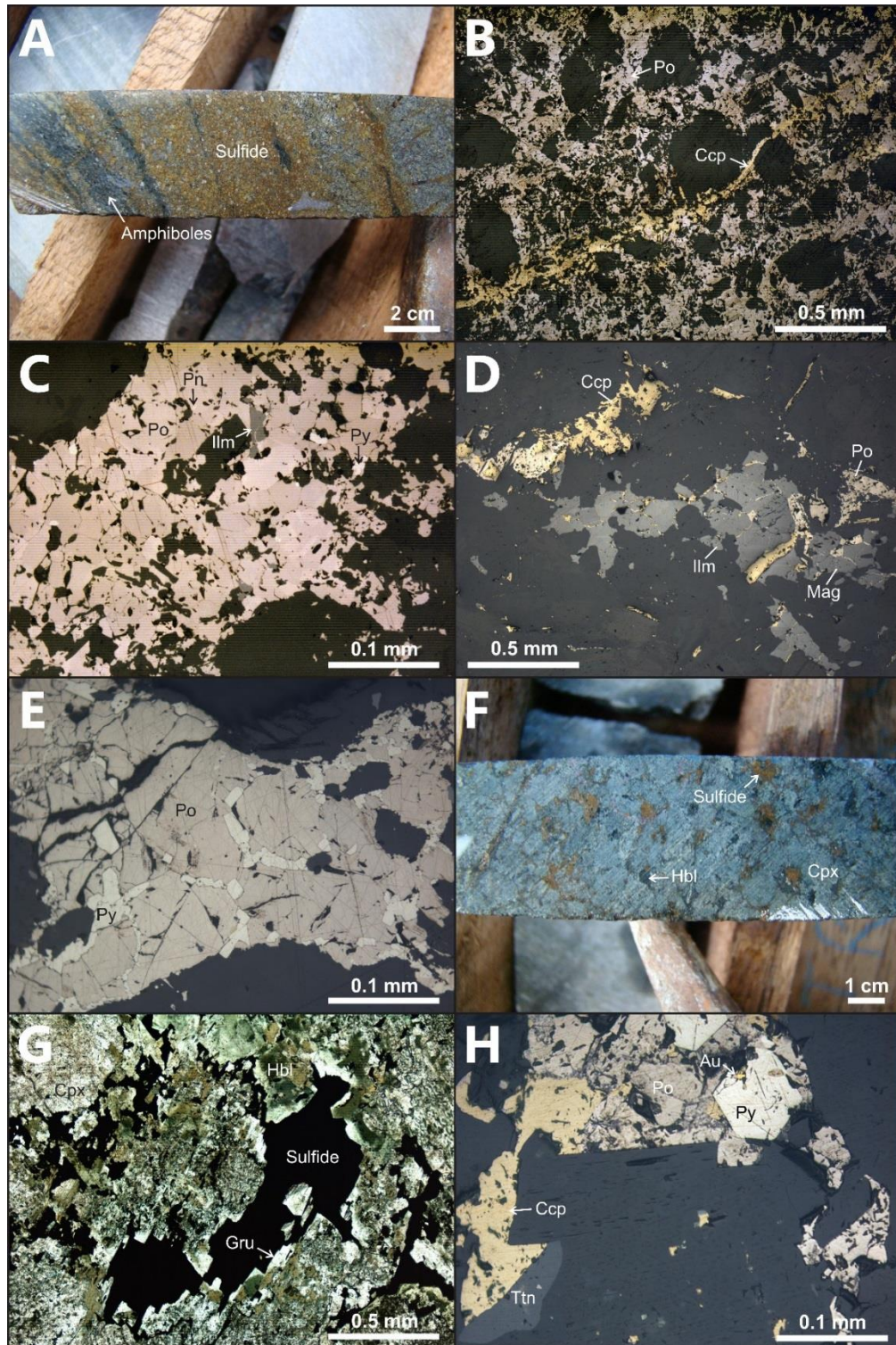


Fig. 5. Characteristic features of sulfide-rich breccias (A-E) and clinopyroxenites (F-H). A) Sulfide-rich brecciated zone concordant to banded hydrothermalite (FD25-78.35 m); B) Medium-grained silicate fragments enclosed by a groundmass of polygonal pyrrhotite aggregates in brecciated rock. Chalcopyrite vein crosscut gangue fragments and pyrrhotite-rich matrix. Reflected light (PPL); C) Pyrrhotite-pyrite-ilmenite association as granoblastic aggregates in brecciated rock. Pentlandite occurs as flame-like exsolution in pyrrhotite. Reflected light (PPL); D) Polygonal crystals of ilmenite and minor magnetite cut by sulfide dissemination consisting of anhedral pyrrhotite and chalcopyrite. Reflected light (PPL); E) Pyrrhotite crystals enclosed by euhedral pyrite crystals. Reflected light (PPL); F) Clinopyroxenite with interstitial sulfide (FD25-198.40 m); G) Interstitial sulfide enclosing fine-grained fragments of clinopyroxenite. Grunerite occurs along interfaces with Cpx replacing hornblende. Transmitted light (PPL); H) Very fine-grained native gold in association with anhedral pyrrhotite and euhedral pyrite in clinopyroxenite, reflected light (PPL). Mineral abbreviations after Kretz (1983).

Interstitial sulfides are common in clinopyroxenite (Fig. 5F), intercepted in three holes (FD25, FD26 and FD28). Sulfides occur as very fine- to fine-grained anhedral crystals in a granoblastic array, cutting early hydrothermal phases and together with grunerite (Fig. 5G). Chalcopyrite (1-7 vol.%) and pyrrhotite (up to 3 vol.%) are the main sulfide phases, followed by pyrite (up to 3 vol.%), sphalerite and pentlandite (< 1 vol.%). Common oxides associated with sulfides are ilmenite (up to 3 vol.%) and minor magnetite and rutile. Native gold is also present in trace amounts (Fig. 5H). Pyrite occurs as interstitial euhedral crystals or, as well as pyrrhotite, infills crosscutting carbonate veins. Ilmenite is unevenly distributed and may be partially replaced by titanite and crosscut by sulfide microveins.

Exploration assays of core samples provides the chemostratigraphy throughout drill holes of the Ézio Complex. Copper and gold grades along sulfide-rich brecciated zones locally reach up to 7.1 wt% and 690 ppb, respectively. Distribution of Ni, Cu, Cr and Au in the borehole FD25 is illustrated in Figure 6. Stratigraphic intervals with distinctive geochemical features characterize both primary rocks of Ézio Complex, wherein peridotite is indicated by Ni and Cr anomalies, and the sulfide mineralization, pointed out by Cu-Ni anomalies. High chromium contents (1130-2300 ppm) in some hydrothermal rocks indicate an ultramafic protolith. One thin clinopyroxenite (~200 m in Fig. 6) have interstitial sulfides with high contents of Ni (2470 ppm) and Cu (5600 ppm). Gabbroic and peridotitic rocks or their variably altered hydrothermal products are easily identified by low and high Cr contents, respectively. Although contents of Au are associated with sulfide mineralization, they do not have a strong positive correlation with either Cu and S contents.

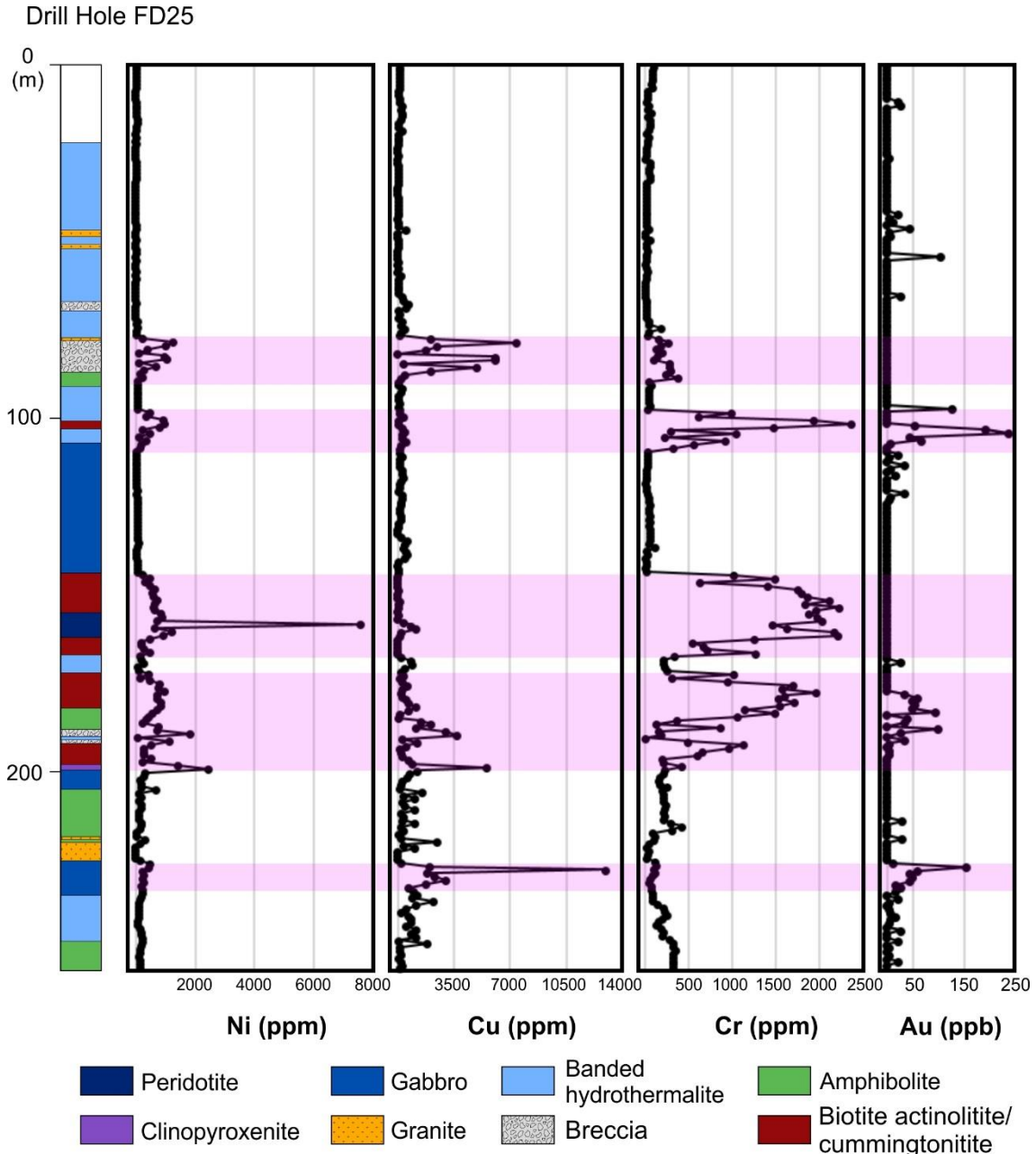


Fig. 6. Stratigraphic variation of Ni, Cu, Cr and Au in Drill Hole FD25 (see Fig. 2 for the location). Data from Anglo American Ltd internal report.

6. Mineral Chemistry

Mineral compositions of different lithotypes were determined for 6 samples from outcrops and 11 samples from drill-cores FD25, FD26 and FD28. Studies of composition of magmatic minerals of the Ézio Complex are limited to the few samples where they are partially preserved. Selected minerals for microprobe analyses comprise olivine, orthopyroxene, Cpx (Table 1), plagioclase (Table 2), K-feldspar, amphiboles (Table 3), titanite (Table 4), scapolite, biotite, chlorite and magnetite.

Table 1. Representative microprobe analyses of Cpx.

Rock Type	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR
Sample	FD25-198D	FD25-198.40	FD25-198.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD28-69.50	FD28-76.30	EZ-08	EZ-08	EZ-08B
Analysys	CPX1	CPX1.1	CPX1.2	CPX1	CPX2	CPX1	CPX1	CPX1.1	CPX1.2	CPX1
	Igneous Cpx							Hydrothermal Cpx		
SiO ₂	52.37	53.98	53.76	51.86	52.40	52.53	50.66	50.57	50.79	51.42
TiO ₂	0.01	0.08	0.29	0.31	0.01	0.05	0.16	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.54	0.54	0.37	0.87	0.50	0.29	0.33	0.31	0.36	0.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.00	0.07
FeO _(T)	8.67	8.83	9.41	13.65	13.77	12.21	13.28	20.69	21.42	20.03
MnO (wt%)	0.23	0.27	0.43	0.29	0.27	0.31	0.22	0.44	0.34	0.44
MgO	13.31	12.64	11.97	9.94	9.85	10.85	10.65	5.46	5.42	7.12
NiO	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.02
CaO	23.94	23.31	23.59	22.94	22.67	23.23	22.73	21.62	21.57	21.48
Na ₂ O	0.29	0.22	0.15	0.24	0.19	0.30	0.28	0.38	0.27	0.38
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.04	0.10	0.03	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	99.42	100.19	100.02	100.09	99.69	99.86	98.44	99.55	100.16	101.25
Number of cations per 6 oxygens										
Si	1.966	2.022	2.027	1.983	2.014	1.999	1.961	2.009	2.009	1.991
Ti	0.000	0.002	0.008	0.009	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000
Al	0.024	0.024	0.016	0.039	0.023	0.013	0.015	0.015	0.017	0.013
Cr	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002
Fe	0.272	0.277	0.297	0.436	0.442	0.389	0.430	0.687	0.709	0.649
Mn	0.007	0.009	0.014	0.009	0.009	0.010	0.007	0.015	0.011	0.014
Mg	0.745	0.706	0.673	0.566	0.564	0.616	0.615	0.323	0.319	0.411
Ni	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001
Ca	0.963	0.935	0.953	0.939	0.933	0.947	0.943	0.920	0.914	0.891
Na	0.021	0.016	0.011	0.017	0.014	0.022	0.021	0.029	0.021	0.029
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Cations	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
En	37.62	36.81	35.00	29.16	29.09	31.55	30.93	16.74	16.45	21.07
Fs (%)	13.75	14.42	15.44	22.47	22.81	19.91	21.63	35.60	36.48	33.25
Wo	48.63	48.77	49.56	48.37	48.11	48.54	47.44	47.66	47.07	45.68

Rock code: Cpxt – Clinopyroxenite; Banded HDR – Banded hydrothermalite.

Table 2. Representative microprobe analyses of plagioclase.

Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR
Sample	EZ-01	EZ-01	EZ-01	EZ-7A	EZ-09	EZ-10	EZ-12	FD25-76.10	FD25-240.20	FD25-255.60
Analysis	PL1.1	PL1.2	PL2	PL1	PL1.1	PL1.1	PL1	PL1	PL1	PL1
SiO ₂	56.25	54.13	59.11	64.81	52.32	52.66	55.11	60.28	59.73	68.30
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.25	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	27.88	28.97	25.46	21.47	30.18	29.37	28.12	23.38	25.18	19.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO _(T)	0.08	0.07	0.11	0.05	0.00	0.05	0.10	0.59	0.07	0.18
MgO (wt%)	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	9.73	11.22	7.19	2.70	12.91	12.19	10.28	3.92	6.76	0.13
Na ₂ O	6.10	5.07	7.92	10.84	4.06	4.59	5.59	9.42	7.97	12.52
K ₂ O	0.10	0.11	0.08	0.07	0.11	0.11	0.17	0.42	0.17	0.05
V ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.05	0.02	0.05	0.02
SrO	0.00	0.00	0.14	0.09	0.20	0.09	0.08	na	0.08	0.06
BaO	0.00	0.00	0.06	0.05	0.08	0.00	0.00	na	0.09	0.00
Total	100.17	99.61	100.08	100.12	99.92	99.09	99.52	98.29	100.16	100.74
Number of cations per 8 oxygens										
Si	2.521	2.453	2.627	2.834	2.380	2.405	2.494	2.700	2.653	2.947
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.002	0.002
Al	1.473	1.547	1.334	1.107	1.618	1.581	1.500	1.234	1.318	0.986
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.003	0.003	0.004	0.002	0.000	0.002	0.004	0.022	0.003	0.006
Mg	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.467	0.545	0.342	0.126	0.629	0.596	0.498	0.188	0.322	0.006
Na	0.530	0.445	0.683	0.919	0.358	0.406	0.490	0.818	0.686	1.047
K	0.006	0.006	0.004	0.004	0.007	0.006	0.010	0.024	0.010	0.003
V	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
Sr	0.000	0.000	0.004	0.002	0.005	0.002	0.002	na	0.002	0.002
Ba	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	na	0.002	0.000
Cations	5.000	5.000	5.000	5.000	4.998	5.000	5.000	4.996	4.999	5.000
An	46.59	54.68	33.21	12.03	63.23	59.10	49.92	18.27	31.56	0.56
Ab (%)	52.84	44.68	66.27	87.50	35.96	40.26	49.08	79.40	67.34	99.18
Or	0.57	0.63	0.42	0.39	0.66	0.64	1.01	2.33	0.93	0.25
Cel	0.00	0.00	0.10	0.08	0.15	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00

Note: na - not analysed.

Rock code: Gb - Gabbroic rock; Banded HDR - Banded Hydrothermalite.

Table 3. Representative microprobe analyses of amphibole.

Rock Type	Gb	Gb	Cpxt	Cpxt	Banded HDR	Banded HDR	Brec	Ampt	Bt Actnt	Bt Cumt
Sample	EZ-10	EZ-12	FD25-198.40	FD28-69.50	FD25-72.65	FD25-76.10	FD25-78.35	FD25-229.20	FD26-74.30	FD25-173.80
Analysis	HBL1	ACT1	HBL1	HBL1	HBL1	HBL1	GRU1	ACT1	ACT1	HBL1
SiO ₂	46.10	36.54	44.21	51.10	39.01	37.56	51.69	53.13	53.90	49.94
TiO ₂	0.30	0.80	0.84	0.14	0.26	0.48	0.01	0.09	0.18	0.20
Al ₂ O ₃	9.93	14.74	9.88	3.32	9.72	17.01	0.55	0.69	2.84	7.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.22	0.18	0.05	0.03	0.02	0.64	0.07	0.20
FeO _(T)	14.72	24.55	17.99	17.47	31.18	21.90	35.08	18.63	7.76	9.69
MnO	0.24	0.24	0.20	0.24	0.29	0.18	0.65	0.39	0.13	0.20
MgO	11.64	3.61	9.49	11.92	1.62	5.08	9.30	12.02	20.17	18.14
CaO (wt%)	12.04	11.02	11.63	12.13	10.32	11.42	1.19	12.27	11.87	10.64
Na ₂ O	0.97	1.28	1.00	0.42	1.42	1.57	0.08	0.17	0.44	1.21
K ₂ O	1.04	2.32	1.44	0.39	1.81	1.47	0.05	0.08	0.17	0.20
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.10	0.04
V ₂ O ₃	0.00	0.24	0.16	0.08	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.02
BaO	0.04	0.15	na	0.00	0.12	na	0.00	0.05	0.00	0.01
Cl	0.37	1.98	0.82	0.25	2.38	1.43	0.11	0.04	0.06	0.07
F	na	na	na	0.00	na	0.00	na	0.37	0.08	0.09
H ₂ O	2.44	1.49	2.17	2.57	1.35	1.79	2.41	2.46	2.93	2.79
O=Cl,F	0.08	0.45	0.19	0.06	0.54	0.32	0.02	0.16	0.05	0.05
Total	99.76	98.52	99.86	100.15	99.01	99.65	101.09	100.91	100.66	100.60
Number of cations per 23 oxygens for maximum Fe ³⁺										
Si	6.818	5.876	6.671	7.558	6.382	5.809	7.951	7.880	7.532	6.956
Ti	0.033	0.097	0.096	0.016	0.032	0.056	0.001	0.010	0.019	0.021
Al	1.731	2.794	1.757	0.578	1.874	3.099	0.099	0.120	0.468	1.186
Cr	0.000	0.002	0.026	0.022	0.007	0.003	0.002	0.075	0.007	0.022
Fe ³⁺	0.366	1.078	0.545	0.269	1.490	0.992	0.036	0.026	0.441	1.129
Mn	0.030	0.033	0.026	0.030	0.040	0.023	0.084	0.048	0.016	0.024
Mg	2.567	0.865	2.134	2.627	0.396	1.172	2.132	2.658	4.201	3.768
Fe ²⁺	1.455	2.224	1.726	1.891	2.775	1.840	4.476	2.285	0.466	0.000
Ca	1.908	1.898	1.880	1.921	1.809	1.893	0.195	1.949	1.777	1.587
Na	0.277	0.398	0.291	0.122	0.449	0.472	0.023	0.047	0.119	0.326
K	0.196	0.476	0.278	0.074	0.378	0.290	0.010	0.016	0.030	0.035
Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.005	0.011	0.004
V	0.000	0.031	0.019	0.009	0.000	0.005	0.000	0.001	0.001	0.002
Ba	0.002	0.009	na	0.000	0.008	na	0.000	0.003	0.000	0.000
Cations	15.383	15.781	15.449	15.117	15.643	15.654	15.010	15.122	15.090	15.060
Cl	0.092	0.539	0.210	0.063	0.659	0.376	0.028	0.009	0.015	0.015
F	na	na	na	0.000	na	0.000	na	0.174	0.034	0.038
OH	1.908	1.461	1.790	1.937	1.341	1.624	1.972	1.817	1.950	1.946
#Mg	0.59	0.21	0.48	0.55	0.08	0.29	0.32	0.54	0.82	0.77
Al ^{IV}	1.182	2.124	1.329	0.442	1.618	2.191	0.049	0.120	0.468	1.044

Note: na - not analysed.

Rock code: Gb – Gabbroic rock; Cpxt – Clinopyroxenite; Banded HDR – Banded hydrothermalite; Brec – Brecciated rock; Ampt – Amphibolite; Bt Actnt – Biotite actinolite; Bt Cumt – Biotite cummingtonite.

Table 4. Representative microprobe analyses of titanite.

Rock Type	Gb	Gb	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Ampt
Sample	EZ-09	EZ-09	FD25-198D	FD25-198D	FD25-198.40	FD25-198.40	FD28-69.50	FD28-76.30	FD28-76.30	FD25-229.20
Analysis	TTN1	TTN2	TTN1	TTN2	TTN1.1	TTN2	TTN1	TTN1	TTN2	TTN1
SiO ₂	29.73	29.83	29.44	29.42	29.26	29.65	28.55	28.73	29.03	30.81
TiO ₂	39.78	39.95	38.05	39.42	40.62	39.45	38.83	38.75	36.56	33.31
Al ₂ O ₃	1.16	0.72	1.16	0.80	0.73	0.78	1.35	1.92	1.99	2.19
Fe ₂ O ₃	0.21	0.14	0.31	0.38	0.31	0.45	0.69	0.95	1.03	1.14
MnO	0.08	0.04	0.03	0.10	0.10	0.00	0.01	0.00	0.19	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04
CaO	(wt%) 28.37	28.40	28.42	27.95	28.29	28.71	27.82	28.03	28.34	28.15
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.05
V ₂ O ₃	0.40	0.43	0.53	0.54	0.36	0.46	0.45	0.51	0.44	0.30
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.51	0.67	1.01
H ₂ O _{calc}	0.23	0.15	0.24	0.19	0.17	0.19	0.17	0.22	0.16	0.05
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.21	0.28	0.42
Total	99.98	99.65	98.19	98.80	99.85	99.69	98.06	99.45	98.16	96.62
Number of cations per 5 oxygens										
Si	0.973	0.979	0.981	0.974	0.961	0.975	0.951	0.942	0.962	1.022
Ti	0.979	0.986	0.954	0.982	1.003	0.976	0.973	0.955	0.911	0.831
Al	0.045	0.028	0.045	0.031	0.028	0.030	0.053	0.074	0.078	0.086
Fe ³⁺	0.006	0.004	0.009	0.011	0.009	0.012	0.019	0.026	0.029	0.032
Mn	0.002	0.001	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Ca	0.995	0.999	1.015	0.992	0.996	1.012	0.993	0.985	1.006	1.000
Na	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003
V	0.009	0.009	0.012	0.012	0.008	0.010	0.010	0.011	0.010	0.007
Cations	3.010	3.005	3.017	3.005	3.008	3.015	3.000	2.996	3.001	2.982
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.052	0.070	0.105
OH	0.050	0.032	0.054	0.042	0.037	0.043	0.038	0.048	0.036	0.012

Rock code: Gb – Gabbroic rock; Cpxt – Clinopyroxene; Ampt – Amphibolite.

6.1. Olivine and orthopyroxene

Primary igneous olivine is just preserved in one sample of partially serpentinized peridotite from borehole FD25 (156.25m). Olivine has moderately primitive composition (Fo₆₇₋₆₉), compatible with the complex stratigraphy wherein ultramafic rocks are very limited. These olivine crystals have Ni contents up to 2600 ppm, comparable with olivine crystallized from Ni-undepleted magmas. Likewise, primary igneous orthopyroxene is rarely preserved in ultramafic rocks and shows moderately primitive compositions (En₇₃₋₇₄).

6.2. Clinopyroxene

Cumulus Cpx partially preserved in clinopyroxenite has En contents from En₂₈ to En₃₈, with a small range of compositions for specific samples (Table 1; Fig. 7). Variation in En contents shows no correlation with contents of TiO₂ (< 0.4 wt%), Cr₂O₃ (< 0.2 wt%), and Al₂O₃ (0.22-0.87 wt%), but has positive correlation with CaO (22.67-23.93 wt%; Fig. 7A).

Ti- and Cr-poor Cpx occurs in hydrothermal iron formation (banded hydrothermalites EZ-08 and EZ-08B) as hedenbergite (~20 wt% total FeO), presenting lower contents of CaO (21.48-22.00 wt%) and Al₂O₃ (0.16-0.36 wt%) in comparison with cumulus Cpx (Fig. 7B). Low contents of Ti (< detection limit) and Cr (< 0.08 wt%) as well as En contents (16.45-21.07%) are consistent with a hydrothermal origin for the Cpx in these rocks. However, compositions do not spread excessively from the igneous Cpx and plot in the same trend but with lower CaO and En contents (Fig. 7A), thus suggesting a compositional inheritance from mafic protolith.

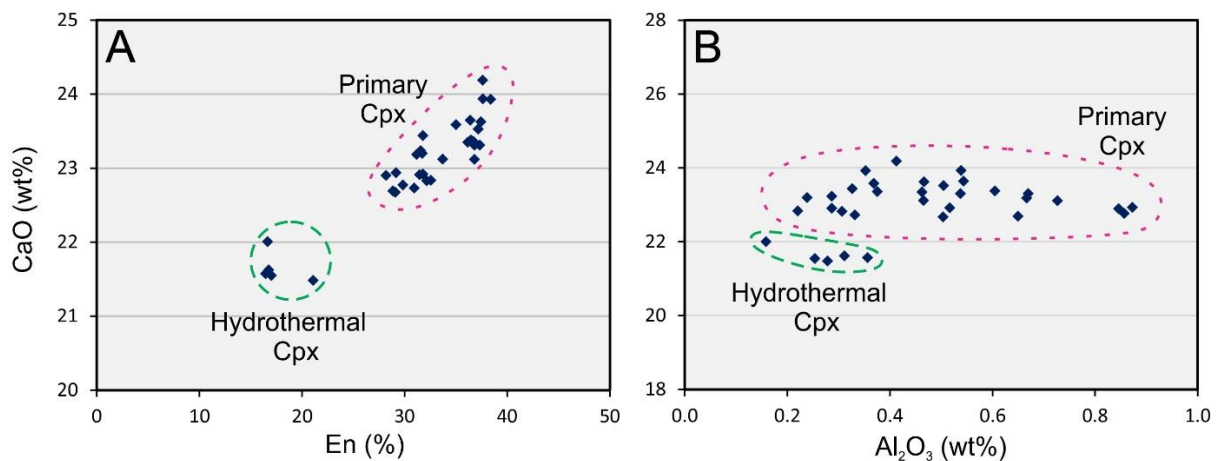


Fig. 7. Plot of CaO content versus En and Al₂O₃ contents for Cpx compositions of clinopyroxenite (primary Cpx) and banded hydrothermalite (hydrothermal Cpx).

6.3. Feldspars

Representative compositions of plagioclase are shown in Table 2. Primary igneous plagioclase occurs as variably altered tabular crystals in gabbroic rocks. Hydrothermal albite crystals commonly occur in gabbroic rock, banded hydrothermalite and amphibolite. Potassic feldspar eventually occurs in gabbroic rock and amphibolite.

Systematic analyses of primary igneous plagioclase from gabbroic rocks collected in different portions of the Ézio Complex are compromised by partial to extensive alteration. Plagioclase displays a wide range of composition from An₆₃ to An₃₃ (Table 2; Fig. 8) with variable An contents for each sample (e.g., An₅₄₋₃₃ in sample EZ-01; Fig. 8). The variable

compositions may result from decalcification to more albitic compositions, as indicated by the plots with An content in Figure 8. The distribution of primary plagioclase compositions in gabbroic zone suggest moderately primitive compositions to the south part of the complex and more fractionated compositions toward to the north part (Fig. 2).

The primary plagioclase compositions contrast with hydrothermal albite/oligoclase (An_{0-27} , Table 2, Fig. 8), which occur in veins (e.g., FD25-255.60, Table 2) or disseminated, in association to quartz and hornblende or brown biotite and K-feldspar alteration zones (FD25-240.20, Table 2). Hydrothermal plagioclase with higher An contents (An_{18-41}) occurs in K-rich zones (brown biotite-rich bands). Hydrothermal orthoclase ($Or_{81-97}-An_0-Ab_{2-13}$) is unevenly distributed in association to brown biotite and replacing plagioclase.

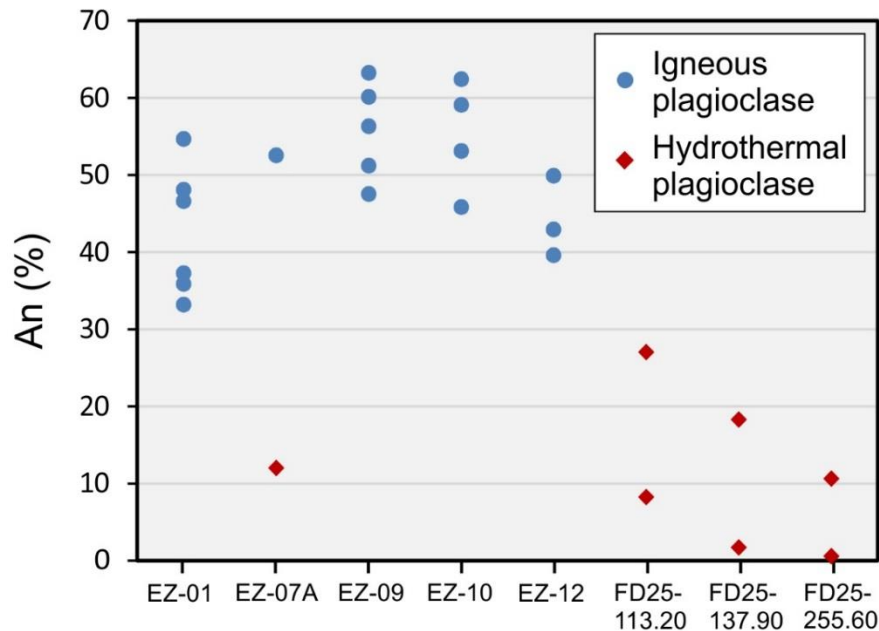


Fig. 8. Plot of An content in samples of gabbroic rocks (EZ-01, EZ-07A, EZ-09, EZ-10, EZ-12, FD25-113.20) and amphibolites (FD25-137.90 and FD25-255.60).

6.4. Amphibole

Representative compositions of amphiboles are shown in Table 3. Cationic compositions of amphiboles were recalculated on the 23 (O) basis, assuming 2 (OH,F,Cl) and a total of 13 cations except Ca, Na and K. Ferric iron contents are estimated according to Schumacher (1997). The three types of amphiboles identified in petrography studies of different rocks in the Ézio Complex have distinct compositions: i) dark or bluish green hornblende (9.34-12.16 wt% CaO), ii) pale green actinolite (10.54-12.64 wt% CaO), and iii) colorless grunerite-cummingtonite (0.59-2.23 wt% CaO). These three types are further characterized by their high

(7.22-17.02 wt%), intermediate (0.69-3.60 wt%) and low (< 0.95 wt%) Al₂O₃ contents, respectively (Fig. 9). The hornblende referred herein includes compositions ranging from (Fe-)edenite, (Fe-)pargasite and (Mg-)hastingsite ((Na+K)_A ≥ 0.5) to Mg- or Fe-hornblende and (Fe-)tschermakite ((Na+K)_A < 0.5) (classification according to Leake 1997). Hornblende commonly has brown-green titanium- and aluminum-rich cores and pale green (actinolite) or colorless (grunerite) rims.

The highest Fe/(Fe+Mg) ratios occur in amphiboles of banded hydrothermalite (0.69 to 0.92) and brecciated rocks (0.67-0.75), and contrast with lower values in clinopyroxenite (mainly 0.42-0.54) and biotite actinolite/cummingtonite (0.15-0.28). The Fe/(Fe+Mg) ratios of amphiboles in gabbroic rocks (0.36-0.86) and amphibolites (0.36-0.70) are highly variable. Such values show an effect of the protolith in amphibole compositions. Significant Cr₂O₃ contents (0.09-0.31 wt%) in hornblende are restricted to some sulfide-rich zones (brecciated rocks and clinopyroxenites) and biotite cummingtonite likely to be related to ultramafic protoliths. A positive correlation between Na₂O and Al^{IV} result from edenitic substitution and higher Na₂O contents for hornblende occur in hydrothermal rocks compared to gabbroic rocks (Fig. 9). Fluorine is common, reaching higher contents in alteration domains where amphiboles are crosscut by scapolite (FD25-229.20, 0.32-0.37 wt% in actinolite and 0.90 wt% in hornblende). Chlorine contents in amphibole reach 2.95 wt%, with significantly lower values in actinolite and grunerite than those in hornblende. Increasing Cl contents correlate with increasing FeO and K₂O and decreasing MgO and SiO₂ (Fig. 10), suggesting an incorporation control by Mg-Cl avoidance mechanisms (Munoz 1984). In peridotite, the prevalent amphibole has compositions between tremolite and magnesiohornblende, with significant Cr₂O₃ (up to 1.24 wt%) and NiO (up to 0.14 wt%) and negligible Cl contents.

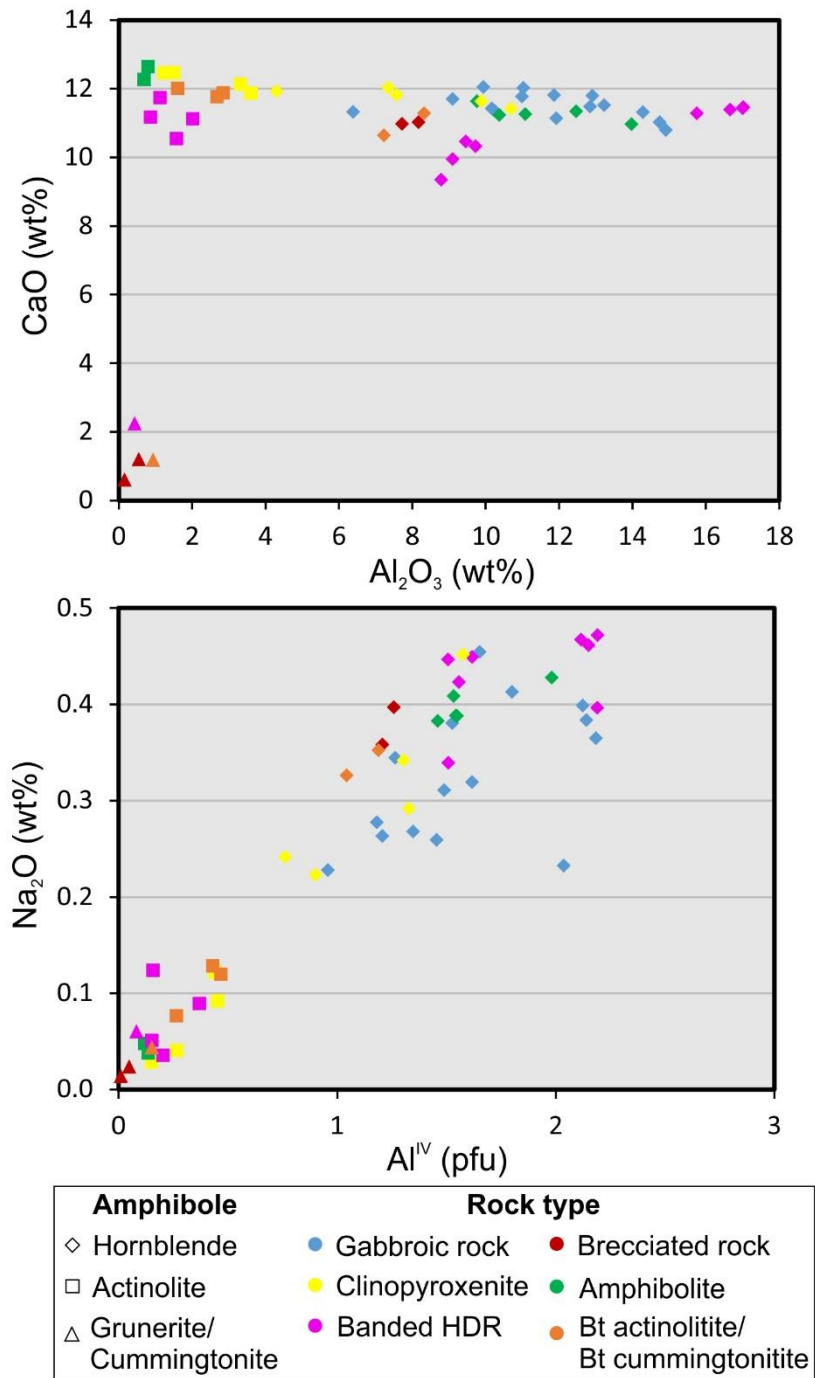


Fig. 9. CaO (wt%) vs. Al₂O₃ (wt%) and Na₂O (wt%) vs. Al^{IV} (pfu) diagrams for amphiboles compositions in Ézio Complex.

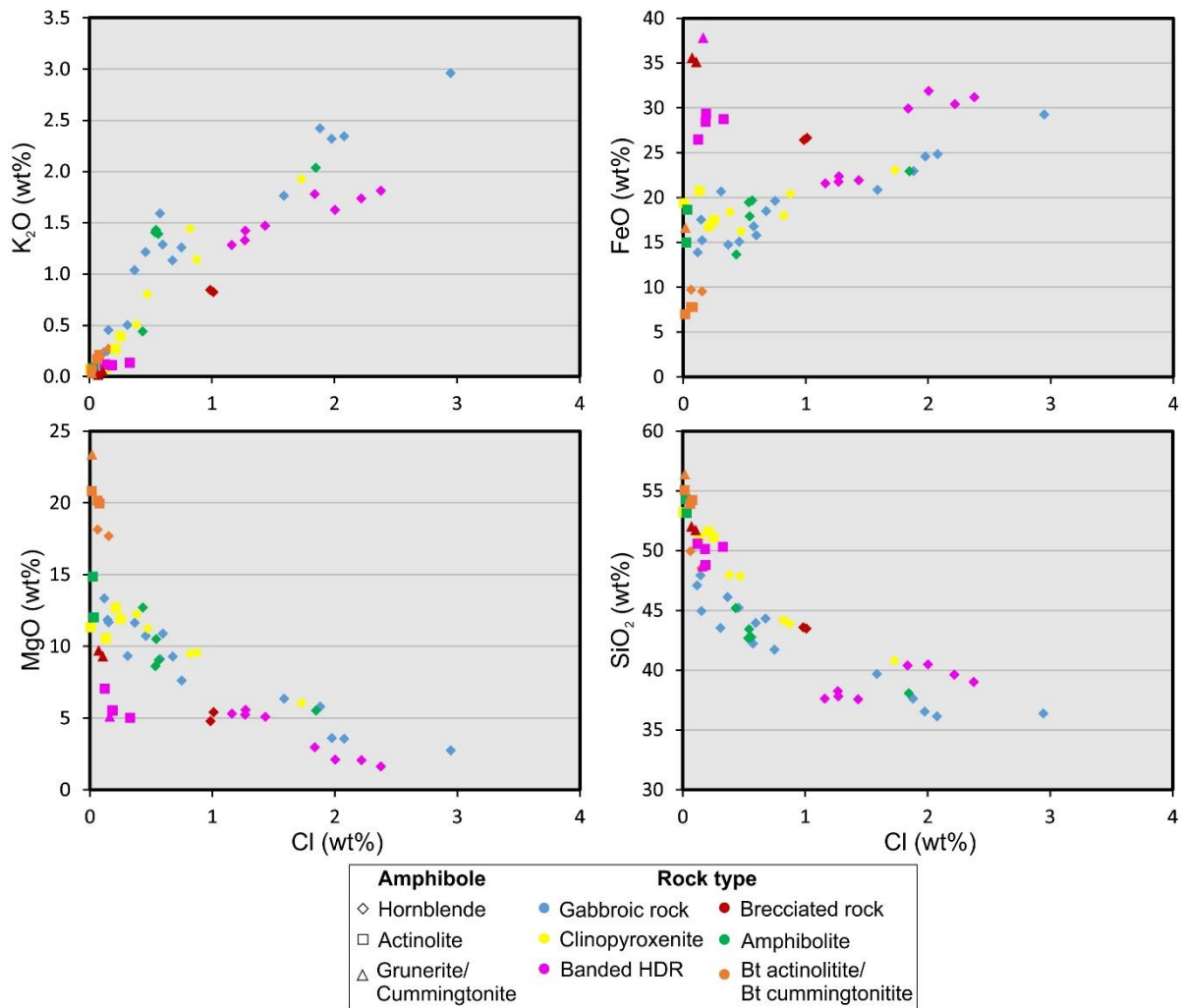


Fig. 10. K₂O, FeO, MgO and SiO₂ versus Cl binary plots for amphibole compositions in Ézio Complex.

6.5. Titanite

Representative compositions of titanite are shown in Table 4. The formula of titanite was calculated based on five oxygens. The proportion of OH was calculated as $\text{OH} = (\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{F}$ (Enami et al. 1993). Two distinct populations of titanite were identified (Fig. 11). The population 1, arranged as individual crystals along with hornblende in gabbroic rock and clinopyroxenite, has no F and is characterized by lower Fe₂O₃ (0.14-0.45 wt%) and Al₂O₃ (0.67-1.17 wt%), and higher TiO₂ (38.05-40.62 wt%) contents (Fig. 11). The population 2 is defined by fine-grained aggregates of titanite in clinopyroxenite, usually formed as reaction rims surrounding ilmenite, and individual crystals associated with scapolite and tourmaline in amphibolite. Population 2 contains F content between 0.20 and 1.01 wt%, higher Fe₂O₃ (0.56-1.14 wt%) and Al₂O₃ (0.81-2.19 wt%) and lower TiO₂ (33.31-39.81 wt%) contents. Positive correlations of F with Al₂O₃ and Fe₂O₃ and negative correlation with TiO₂ (Fig. 11) indicate F

incorporation by means of coupled substitution $(Al,Fe^{3+}) + (F,OH)^- \Leftrightarrow Ti^{4+} + O^{2-}$ (Enami et al, 1993; Franz and Spear 1985).

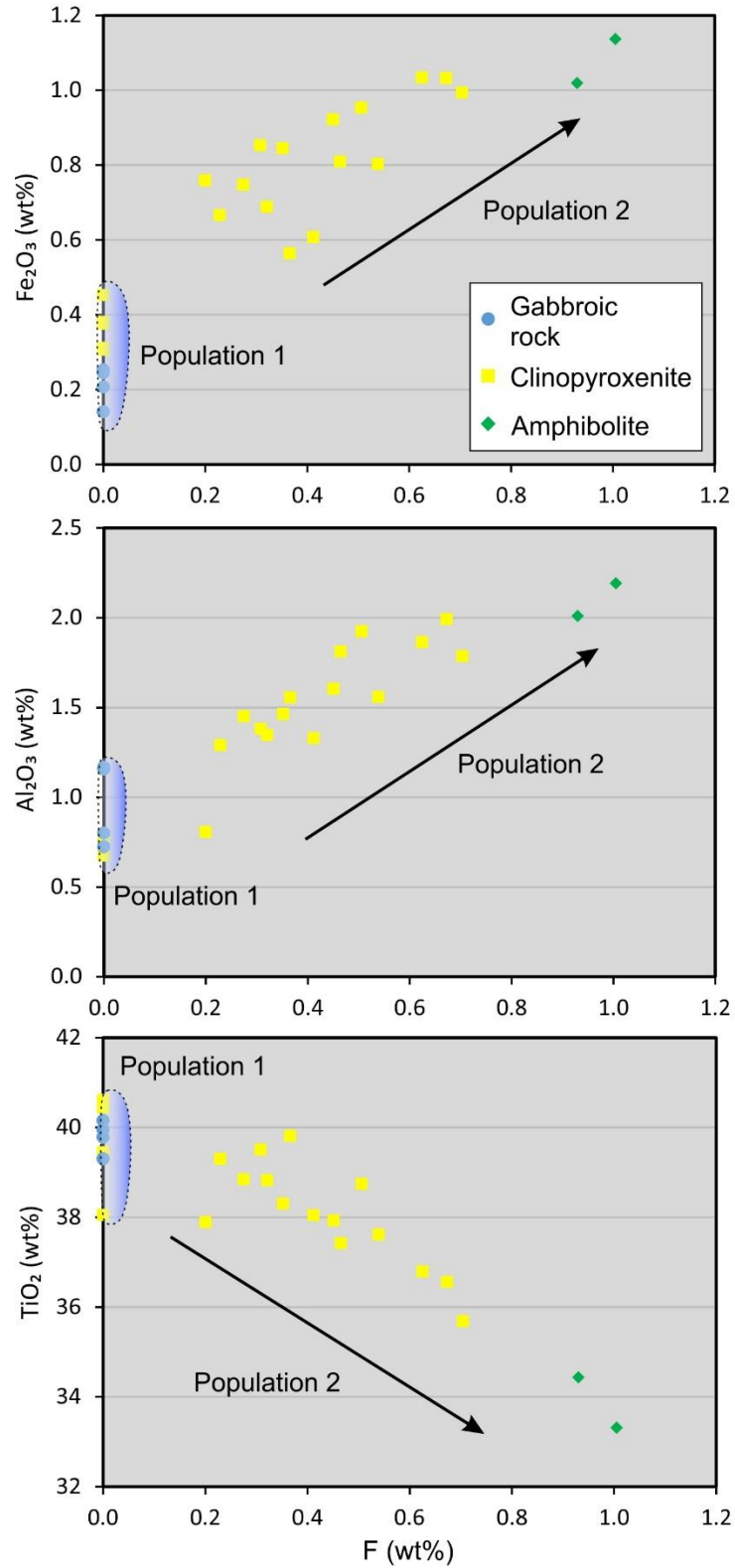


Fig. 11. Plots of Fe₂O₃, Al₂O₃ and TiO₂ contents vs. F contents for titanite compositions from gabbroic rocks, clinopyroxenite and amphibolite.

6.6. Scapolite

Scapolite occur as plagioclase alteration or pervasive bands in gabbroic rocks, amphibolite and banded hydrothermalite. Meionite percentage ($100 \Sigma M^{2+} / \Sigma(M^{2+}+M^+)$; Teertstra and Sheriff 1996, 1997) varies from Me_{29-51} , with a small range of compositions in each sample. Cl varies from 1.56 to 3.16 wt% and Na_2O from 6.12 to 10.02 wt%, reaching higher contents in almandine-bearing banded hydrothermalite. FeO (up to 0.47 wt%) contents are just significant in the same banded hydrothermalite.

6.7. Biotite

Structural formulae of biotite were recalculated on the basis of 11 anions (O, OH, F, Cl). Biotite is petrographically divided into common brown biotite (Biotite I) and uncommon green biotite (Biotite II). In gabbroic rock, amphibolite and banded hydrothermalite, brown biotite is characterized by chlorine up to 0.97 wt% (Fig. 12A), presence of F (0.06-0.40 wt%) and high TiO_2 contents (2.17-3.74 wt%, Fig. 12B). Green biotite in banded hydrothermalite has high Cl (1.33-1.44 wt%, Fig. 12A), F absence and low TiO_2 (up to 0.76 wt%, Fig. 12B). Both biotites exhibit high Fe contents (Mg/(Mg+Fe) ratios or #Mg of 0.32-0.45), with lower values in brown biotite (Fig. 12). In biotite cummingtonite and biotite actinolite, brown biotite displays high #Mg values (0.73-0.78, Fig. 12A), low TiO_2 (0.38-0.77 wt%) and significant Cr_2O_3 contents (0.16-0.46 wt%), reflecting the chemical signature of the ultramafic protolith. The negative correlation between #Mg-chlorine (Fig. 12A) and Fe-F indicates a Cl and F incorporation in biotite controlled by Mg-Cl and Fe-F avoidance mechanisms (Munoz 1984, 1990), respectively.

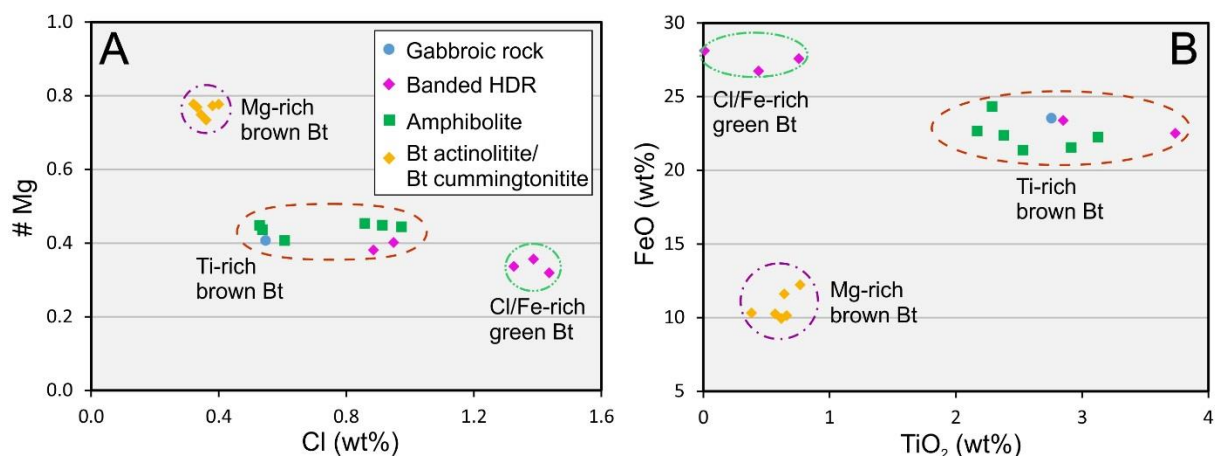


Fig. 12. #Mg vs. Cl (A) and FeO vs. TiO_2 (B) diagrams for biotite compositions from gabbroic rocks, banded hydrothermalite, amphibolite, biotite actinolite and biotite cummingtonite.

6.8. Chlorite

Chlorite is a common mineral in different rock types in the Ézio Complex, occurring usually in serpentinite and peridotite, replacing phlogopite in amphibole-bearing serpentinite or different silicates (e.g., biotite, amphibole) in hydrothermalized rocks and infilling veins. Chlorite compositions are largely related to the protolith composition, with higher #Mg in ultramafic rocks (0.86 to 0.95) and lower values in gabbroic rocks, banded hydrothermalite and amphibolite (0.26 to 0.59). According to Foster (1962) classification, chlorite from ultramafic rocks has composition varying from sheridanite to penninite (chlorite yellow interference color) and clinochlore (chlorite blue interference color), whilst in gabbroic and hydrothermal rocks chlorite occurs as brunsvigite and ripidolite. F (up to 0.28 wt%) and Cl (up to 0.23 wt%) contents are generally lower than those of the biotite in hydrothermalized rocks, suggesting a control not only by inheritance of the parental mineral chemistry. In serpentinite, chlorite with yellow interference color has higher Al₂O₃ (18.86-19.23 wt%), NiO (0.21-0.28 wt%) and Cr₂O₃ (0.8-1.06 wt%), lower FeO (3.40-3.66 wt%), MgO (35.38 wt%) and TiO (up to 0.15 wt%) and insignificant Cl contents compared to late chlorite with blue interference color. The latter contains notably lower Al₂O₃ (10.78-10.94 wt%) and higher FeO (4.99-5.56 wt%) and Cl (0.12-0.15 wt%) contents.

6.9. Magnetite

Magnetite occurs as partially preserved primary crystals in gabbroic rocks and as secondary euhedral crystals in banded hydrothermalite. Primary magnetite shows high V₂O₃ (1.45-3.79 wt%) and low TiO₂ (up to 0.31 wt%) (Fig. 13) and SiO₂ (up to 0.12 wt%) contents. The highest TiO₂ (2.12 wt%) result from common exsolution of ilmenite. Secondary magnetite, which are closely related to actinolite (+ Fe-pyrosmalite, grunerite) alteration, has lower V₂O₃ (up to 0.05 wt%) and lower TiO₂ (up to 0.17 wt%) (Fig. 13) and higher SiO₂ (up to 1.40 wt%) contents. High Ti/V ratios (1.04-5.63) has strong positive correlation with overall Ti contents (up to 0.005 pfu) in comparison to less positive Ti/V ratios (up to 0.54) versus Ti (up to 0.06 pfu) of magnetite from gabbroic rock (Fig. 13).

7. Lithogeochemistry

Twenty-four samples from 6 outcrops and 3 boreholes (FD25, FD27 and FD28) were analysed for major, minor and trace elements (Table 5). Selected samples comprise variably

altered igneous rocks (gabbroic rocks, peridotite, clinopyroxenite) and those resulting from pervasive hydrothermal alteration (serpentinite, banded hydrothermalite, brecciated rocks, amphibolite and biotite actinolite). Variable amounts of loss on ignition (LOI) provide an approximation of the degree of post-magmatic hydration of the primary rocks. A small negative LOI value in one sample may be consequence of the oxidation of ferrous iron, responsible for a weight gain (Potts 1987). Owing to widespread hydrothermalism, major and minor element compositions indicate the type and extent of metasomatism of these lithotypes, although possible gains and losses of elements cause relative enrichment or depletion in other components.

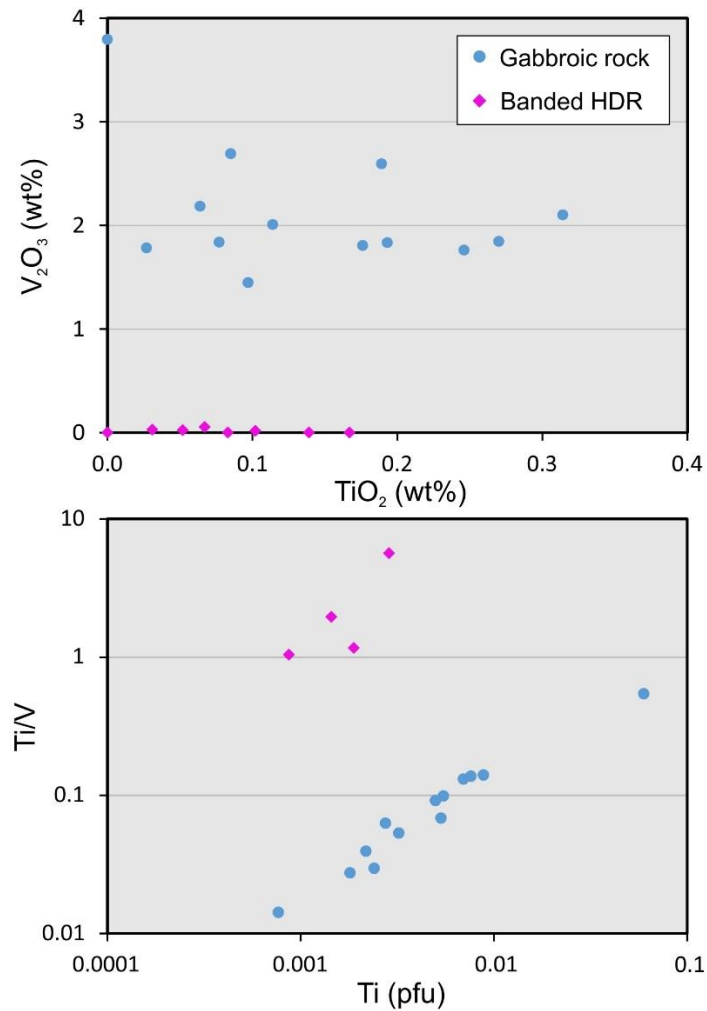


Fig. 13. V₂O₃ vs. TiO₂ and Ti/V vs. Ti diagrams for magnetite compositions in gabbroic rock and banded hydrothermalite.

7.1. Major and minor elements

A plot of MgO vs major oxides and minor elements illustrates the main geochemical characteristics of igneous and hydrothermal rocks in the Ézio Complex (Fig. 14). In this plot,

the composition of cumulus igneous minerals in the Ézio Complex (see mineral compositions in the previous section) were included for a comparison with bulk rock analyses. Fields of Cpx were delimited by analyses in crystals with lower En contents from selected clinopyroxenite samples, in order to avoid the wide range of all samples. Selected plagioclase analyses have $\geq An_{50}$, considered the primary plagioclase composition in gabbroic rocks. Results suggest the predominance of olivine, Cpx and plagioclase cumulates (Fig. 14), which are grouped into i) olivine + Cpx cumulates (serpentinite and peridotite), ii) Cpx cumulates (clinopyroxenite) and iii) Cpx + plagioclase cumulates (gabbroic rocks). Results also suggest that magmatic compositions were partially modified, as expected considering the variable hydrothermal alteration described in these samples. Higher K_2O and lower CaO contents for gabbroic rocks and clinopyroxenite (i.e., compared with expected compositions of cumulate rocks in Fig. 14) suggest gain and loss of K and Ca, respectively, during hydrothermal alteration. Results for K_2O in these rocks are consistent with variable amounts of hydrothermal biotite and hornblende described in gabbroic rocks and clinopyroxenites. Higher contents of FeO for some samples of gabbroic rocks and clinopyroxenite result from accessory primary magnetite and ilmenite in few samples of the first rock type, as well as possible Fe gain during hydrothermal alteration of these rock types. Results for FeO are consistent with variable amounts of disseminated sulfides and oxides in several samples of clinopyroxenites (Fig. 15), as well as different hydrothermal Fe-rich silicates (e.g., amphiboles, biotite, chlorite) commonly replacing primary minerals in gabbroic rocks and clinopyroxenites. Compositions of peridotite and serpentinite are consistent with olivine and chromite cumulates, as indicated by high contents of MgO (21-31 wt%), Ni (841-2610 ppm) and Cr (766-4760 ppm) (Fig. 14 and 15). Litho-geochemical results suggest that these olivine-chromite cumulates contained Cpx and minor plagioclase, possibly as variable amounts of intercumulus minerals, that were extensively replaced by the aggregates of amphiboles and chlorite described in our petrographic studies.

The compositions of rocks originated by hydrothermal alteration (i.e., banded HDR, brecciated rock, amphibolite and biotite actinolite in Fig. 14 and 15) result from different modal proportion of hydrothermal minerals. Because these rocks originated from the extensive replacement of Ol-Cpx-Pl cumulate rocks from a layered intrusion, their compositions provide evidences for the relative gain or loss of elements during hydrothermal processes. Results for hydrothermal rocks are consistent with those obtained for partially altered cumulate rocks, also indicating relative enrichment (i.e., compared with expected compositions of cumulate rocks in Fig. 14) of FeO and K_2O and relative depletion of CaO.

Table 5. Whole-rock analyses of representative samples from the Ézio Complex.

Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Per	Per	Spt
Sample	EZ-01	EZ-09	EZ-10	EZ-11	EZ-12	FD25-113.20	FD25-138.70	FD27-125.30	FD27-207.90	FD25-156.25	FD25-158.75	EZ-06	
SiO ₂	51.00	51.70	51.70	50.80	52.10	54.60	53.80	44.30	50.60	44.00	45.38	38.00	
Al ₂ O ₃	19.35	21.90	21.20	20.00	22.60	13.30	14.10	11.40	19.75	8.95	6.40	2.38	
Fe ₂ O ₃	11.70	6.89	7.47	8.98	8.86	14.25	13.95	23.00	11.40	11.80	14.77	10.25	
CaO	8.21	10.80	10.60	9.17	7.39	7.01	7.81	9.00	9.46	7.33	7.55	0.03	
SrO	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.00	na	<0.001	
MgO	(wt%) 3.17	3.34	4.21	4.62	1.02	4.95	4.81	6.31	2.62	23.20	21.27	35.60	
Na ₂ O	3.42	3.62	3.45	3.68	4.39	1.43	2.88	1.73	3.52	0.21	0.27	<0.001	
K ₂ O	1.85	0.78	0.87	1.61	1.88	2.96	1.62	1.40	1.49	0.06	0.10	0.03	
BaO	0.05	0.05	0.03	0.02	0.05	0.08	0.05	0.05	0.04	0.00	na	<0.001	
Cr ₂ O ₃	<0.001	<0.001	0.00	<0.001	0.00	0.00	0.01	0.00	<0.001	0.40	0.31	0.74	
TiO ₂	0.49	0.28	0.20	0.14	0.80	0.69	0.91	1.73	0.77	0.33	0.29	0.08	
MnO	0.09	0.11	0.11	0.06	0.10	0.15	0.21	0.26	0.10	0.25	0.29	0.06	
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.02	0.01	0.07	0.16	0.15	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	
L.O.I.	1.82	0.62	1.12	1.43	1.71	1.60	0.71	0.75	1.09	4.67	3.10	12.13	
Total	101.22	100.16	101.02	100.55	101.00	101.20	101.03	99.96	100.91	101.22	99.75	99.31	
S	(wt%) 0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.01	0.05	0.12	0.04	<0.01	0.40	<0.01	
C	0.11	0.06	0.07	0.05	0.02	0.04	0.06	0.04	0.10	0.10	0.02	0.14	
Mn	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	786.00	na	
V	332.00	148.00	112.00	107.00	339.00	246.00	303.00	1170.00	495.00	131.00	154.00	<5	
Cu	321.00	103.00	38.00	134.00	153.00	392.00	380.00	555.00	100.00	5.00	388.92	2.00	
Ni	45.00	55.00	76.00	67.00	31.00	55.00	50.00	108.00	30.00	1130.00	841.00	2610.00	
Cr	10.00	20.00	40.00	30.00	40.00	20.00	20.00	20.00	<10	2790.00	765.90	4760.00	
Co	41.70	33.80	35.60	38.10	33.60	43.50	55.50	102.50	45.10	88.20	64.10	89.40	
Ga	20.40	18.80	18.70	19.80	22.40	18.30	20.10	19.50	20.40	8.40	7.20	2.80	
Zn	60.00	71.00	55.00	79.00	79.00	74.00	85.00	138.00	52.00	108.00	28.60	111.00	
Ge	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.10	na	
As	0.50	0.40	0.60	0.70	1.30	0.20	0.20	1.00	0.70	<0.1	<1	6.40	
Rb	86.40	25.30	31.70	88.60	74.70	148.50	67.40	61.70	41.20	2.00	2.70	2.30	
Sr	(ppm) 294.00	412.00	354.00	260.00	328.00	261.00	267.00	129.50	298.00	8.60	15.40	1.40	
Y	8.40	5.30	5.60	3.60	11.60	16.10	16.80	10.70	8.50	6.00	6.40	0.60	
Zr	29.00	15.00	13.00	6.00	48.00	44.00	67.00	21.00	31.00	9.00	11.50	6.00	
Nb	0.70	0.30	0.20	<0.2	2.00	2.70	3.40	0.80	1.30	<0.2	<5	<0.2	
Mo	2.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	0.53	3.00	
In	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	<0.02	na	
Sn	2.00	1.00	2.00	3.00	1.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	<1	2.00	
Sb	0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.12	<0.05	<0.05	<0.02	0.07	
Cs	1.13	0.22	0.48	0.59	1.30	1.11	0.57	0.30	0.57	0.24	0.30	0.17	
Ba	386.00	350.00	256.00	136.00	367.00	655.00	405.00	368.00	249.00	8.50	17.00	74.80	
La	4.50	3.40	3.00	3.60	10.40	15.10	17.10	3.10	6.80	<0.5	1.10	<0.5	
Ce	8.20	6.00	5.40	6.50	19.90	31.10	33.30	6.70	12.80	0.90	1.40	0.60	
Pr	0.97	0.70	0.68	0.68	2.21	3.44	3.70	0.87	1.44	0.19	0.25	0.08	
Nd	3.90	2.60	2.80	2.40	8.30	12.50	14.00	4.00	5.30	1.10	1.60	0.30	
Sm	1.18	0.77	0.63	0.48	1.93	2.60	2.87	1.15	1.11	0.42	0.63	0.14	
Eu	0.60	0.48	0.71	0.68	0.81	0.97	0.88	0.62	0.53	0.17	0.20	0.03	
Gd	1.29	0.79	0.86	0.48	1.76	2.67	2.99	1.54	1.34	0.78	0.89	0.12	
Tb	0.22	0.13	0.17	0.10	0.32	0.44	0.48	0.25	0.19	0.15	0.18	<0.01	
Dy	1.41	0.83	1.01	0.58	2.01	2.64	2.99	1.82	1.36	1.06	1.19	0.07	
Ho	0.30	0.19	0.22	0.14	0.43	0.58	0.61	0.40	0.31	0.20	0.25	0.02	
Er	0.97	0.66	0.72	0.46	1.22	1.54	1.79	1.13	0.90	0.66	0.69	0.12	
Tm	0.11	0.09	0.11	0.06	0.18	0.27	0.24	0.17	0.12	0.10	0.14	<0.01	
Yb	(ppm) 0.78	0.54	0.69	0.47	0.98	1.66	1.60	1.23	0.84	0.64	0.62	0.13	
Lu	0.14	0.11	0.12	0.09	0.17	0.24	0.27	0.16	0.11	0.12	0.09	0.01	
Hf	0.60	0.30	0.20	<0.2	1.10	1.40	1.80	0.70	0.80	<0.2	0.50	0.20	
Ta	0.10	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10	<0.1	<1	<0.1	
W	4.00	2.00	2.00	8.00	5.00	5.00	3.00	7.00	5.00	5.00	0.10	5.00	
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.08	<0.5	
Pb	8.00	<5	<5	<5	6.00	5.00	6.00	5.00	<5	<5	0.92	12.00	
Bi	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.20	0.04	0.14	0.05	<0.01	0.02	0.02	
Th	1.25	0.81	0.32	0.12	2.08	2.80	2.49	0.61	1.86	<0.05	0.10	0.37	
U	0.39	0.37	0.26	0.23	0.76	0.94	0.82	0.20	0.50	0.11	0.20	0.14	
Se	0.30	<0.2	<0.2	<0.2	0.30	0.60	0.70	0.50	0.20	<0.2	1.00	<0.2	
Te	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	<0.01	<0.02	0.01	
Sc	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	27.00	na	
Be	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	<1	na	
Li	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	1.60	na	
B	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	<20	na	
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.01	<0.5	
Ag	(ppm) <0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.02	<0.5	
Au	(ppb) na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	0.30	na	
Pt	(ppb) na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	26.00	na	
Pd	(ppb) na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	18.00	na	

Table 5. Whole-rock analyses of representative samples from the Ézio Complex. (Cont.)

Rock Type	Amph Spt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Banded HDR	Banded HDR	Brec	Amph	Amph	Bt Actnt
Sample	FD26-287.05	FD25-198.40	FD26-193.65	FD28-69.30	FD28-73.95	FD28-80.10	FD25-72.65	FD25-76.10	FD25-78.30	FD25-137.90	FD25-229.20	FD26-74.95
SiO ₂	48.58	45.50	48.84	47.26	51.03	50.31	49.60	64.20	41.56	54.30	49.40	40.30
Al ₂ O ₃	7.59	2.71	5.51	3.65	3.72	3.74	4.68	12.30	2.01	13.15	15.65	3.96
Fe ₂ O ₃	12.50	18.90	18.43	19.47	18.23	18.04	35.00	12.90	41.76	14.95	11.75	10.88
CaO	10.08	17.80	14.00	14.17	12.86	13.23	6.47	5.60	3.32	5.66	10.15	0.93
SrO	na	0.01	na	na	na	na	0.01	0.03	na	0.03	0.02	na
MgO	15.89	10.50	9.70	10.88	10.98	11.13	2.76	2.78	6.06	5.14	6.43	30.95
Na ₂ O	(wt%) 0.57	0.37	0.63	0.60	0.60	0.41	0.60	1.46	0.23	2.29	3.74	0.02
K ₂ O	1.34	0.30	0.64	0.43	0.48	0.36	0.91	1.13	0.31	2.77	1.10	0.41
BaO	na	0.02	na	na	na	na	0.04	0.04	na	0.10	0.02	na
Cr ₂ O ₃	0.27	0.11	0.03	0.04	0.04	0.07	<0.001	0.00	0.03	0.00	0.02	0.60
TiO ₂	0.24	0.68	1.13	1.60	1.03	0.85	0.15	0.23	0.28	1.00	0.28	0.19
MnO	0.13	0.30	0.26	0.22	0.20	0.22	0.76	0.13	0.41	0.20	0.10	0.09
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.06	0.02	0.01	0.05	0.14	0.03	0.01	0.13	0.01	0.03
L.O.I.	2.40	2.32	0.70	0.80	0.60	1.30	-0.17	0.44	3.20	0.93	1.38	11.30
Total	99.62	99.54	99.93	99.14	99.78	99.71	100.94	101.27	99.18	100.65	100.03	99.66
S	(wt%) 1.00	3.13	0.49	1.19	0.23	0.88	0.24	<0.01	8.82	0.02	0.14	0.09
C	0.06	0.40	0.10	0.12	0.07	0.26	0.04	0.04	0.04	0.05	0.22	0.15
Mn	247.00	na	298.00	207.00	193.00	220.00	na	na	546.00	na	na	599.00
V	191.00	361.00	466.00	547.00	425.00	409.00	31.00	60.00	214.00	378.00	233.00	91.00
Cu	2170.35	8840.00	620.54	6751.96	618.45	1158.80	266.00	23.00	5920.95	176.00	991.00	4.24
Ni	1307.00	1380.00	193.00	230.00	161.00	320.00	27.00	24.00	1626.00	59.00	288.00	2045.00
Cr	777.20	750.00	45.80	58.30	52.00	102.00	10.00	10.00	120.60	20.00	140.00	1880.40
Co	99.00	141.00	41.10	41.00	16.30	54.00	27.20	12.90	237.20	57.30	52.50	55.00
Ga	6.90	5.50	12.40	11.60	9.90	7.70	6.70	14.90	4.60	19.40	16.10	4.90
Zn	25.40	289.00	33.40	54.50	16.80	11.70	142.00	107.00	69.90	94.00	84.00	32.60
Ge	0.10	na	0.10	0.10	0.10	0.10	na	na	0.20	na	na	0.20
As	0.50	1.10	0.20	0.40	0.80	1.00	2.10	0.80	2.70	0.20	0.10	10.40
Rb	87.10	5.70	4.00	4.10	8.20	3.90	9.30	66.90	22.30	160.00	31.90	30.50
Sr	(ppm) 45.30	17.80	32.40	16.80	14.80	15.70	32.60	290.00	12.70	245.00	132.00	7.40
Y	7.50	23.20	20.80	30.30	25.70	20.00	3.10	4.50	2.60	18.60	8.70	3.80
Zr	11.30	41.00	33.90	42.90	38.90	49.80	20.00	43.00	5.30	72.00	13.00	14.90
Nb	<.5	1.30	1.70	5.10	3.60	1.30	0.50	0.80	<.5	3.20	<.2	1.00
Mo	0.65	2.00	0.51	0.80	0.57	0.97	2.00	2.00	1.73	2.00	2.00	0.18
In	<.02	na	0.03	0.06	0.02	0.08	na	na	0.10	na	na	0.03
Sn	1.00	2.00	1.00	7.00	7.00	1.00	3.00	1.00	1.00	2.00	11.00	1.00
Sb	0.02	0.07	0.03	0.08	0.07	0.07	0.11	<.05	0.05	<.05	<.05	0.18
Cs	2.00	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.43	2.22	1.10	3.94	0.34	2.80
Ba	115.00	56.20	69.00	20.00	25.00	21.00	290.00	327.00	53.00	927.00	92.30	19.00
La	0.90	3.30	4.40	8.10	5.60	1.70	4.30	12.70	0.70	11.50	4.20	1.60
Ce	2.40	8.50	10.90	20.70	16.40	5.50	6.30	20.10	1.40	24.80	7.90	3.30
Pr	0.38	1.41	1.71	3.00	2.52	0.97	0.64	2.06	0.18	2.85	0.91	0.42
Nd	2.40	7.50	8.50	14.50	11.70	5.30	2.30	6.20	0.90	11.60	3.40	1.60
Sm	0.62	2.62	2.67	3.95	3.25	1.90	0.43	1.07	0.24	2.78	0.88	0.40
Eu	0.25	0.92	0.58	1.04	0.98	0.50	0.54	0.84	0.13	0.78	0.61	0.05
Gd	0.95	3.56	3.27	4.59	3.64	2.64	0.38	0.85	0.32	3.11	1.35	0.53
Tb	0.20	0.65	0.62	0.93	0.75	0.54	0.04	0.08	0.05	0.54	0.25	0.10
Dy	1.20	4.25	3.66	5.56	4.69	3.52	0.51	0.67	0.32	3.20	1.42	0.49
Ho	0.27	0.83	0.75	1.18	0.95	0.74	0.08	0.12	0.09	0.67	0.29	0.13
Er	0.81	2.53	2.12	3.55	2.90	2.12	0.30	0.47	0.29	2.00	0.89	0.35
Tm	0.12	0.36	0.32	0.58	0.49	0.34	0.04	0.09	0.05	0.33	0.14	0.05
Yb	(ppm) 0.67	2.38	1.75	3.94	3.44	1.91	0.32	0.59	0.31	1.89	0.98	0.40
Lu	0.11	0.36	0.29	0.63	0.56	0.29	0.04	0.12	0.06	0.30	0.14	0.07
Hf	<.5	1.20	1.30	1.40	1.30	1.40	0.70	1.30	<.5	1.70	0.30	0.60
Ta	<.1	0.10	0.10	1.00	0.50	0.10	<.1	0.10	<.1	0.20	<.1	0.10
W	1.10	3.00	0.30	0.60	0.80	0.90	6.00	7.00	0.10	6.00	2.00	0.80
Tl	0.26	<.5	0.03	0.05	0.02	0.08	<.5	<.5	0.54	<.5	<.5	0.68
Pb	2.38	<.5	1.53	1.00	0.87	1.96	5.00	<.5	5.14	<.5	<.5	15.77
Bi	0.28	0.25	0.07	0.21	0.04	0.14	0.05	0.03	1.71	0.02	0.03	0.63
Th	0.10	0.06	1.10	1.90	1.70	1.20	0.26	0.83	0.10	2.15	0.09	0.30
U	0.10	14.45	0.30	1.30	1.30	0.40	0.30	0.24	0.10	0.67	0.20	0.10
Se	4.50	9.50	1.10	2.80	0.40	2.00	0.40	<.2	8.50	0.50	1.10	<.1
Te	0.18	0.27	0.03	0.12	<.02	0.06	0.04	0.01	0.25	<.01	0.04	<.02
Sc	48.00	na	97.00	105.00	101.00	107.00	na	na	15.00	na	na	13.00
Be	<.1	na	<.1	1.40	1.20	0.10	na	na	0.10	na	na	0.10
Li	24.30	na	2.60	2.30	2.00	2.60	na	na	1.60	na	na	12.80
B	<.20	na	<.20	<.20	<.20	<.20	na	na	<.20	na	na	66.00
Cd	0.09	<.5	0.07	0.08	0.03	0.03	<.5	<.5	0.90	<.5	<.5	0.02
Ag	(ppm) 0.33	<.5	0.09	0.88	0.09	0.20	<.5	<.5	1.05	<.5	<.5	0.14
Au	(ppb) 49.90	na	4.20	143.00	12.90	4.70	na	na	13.40	na	na	2.90
Pt	(ppb) 54.00	na	13.00	18.00	65.00	33.00	na	na	<.3	na	na	4.00
Pd	(ppb) 103.00	na	41.00	46.00	27.00	48.00	na	na	73.00	na	na	7.00

Note: Total iron reported as Fe₂O₃; LOI - Loss on Ignition; na - not analyzed.

Rock code: Gb – Gabbroic rock; Per – Peridotite; Spt – Serpentinite; Amph Spt – Amphibole-bearing serpentinite; Cpxt – Clinopyroxenite; Banded HDR – Banded hydrothermalite; Brec – Brecciated rock; Amph – Amphibolite; Bt Actnt – Biotite actinolite.

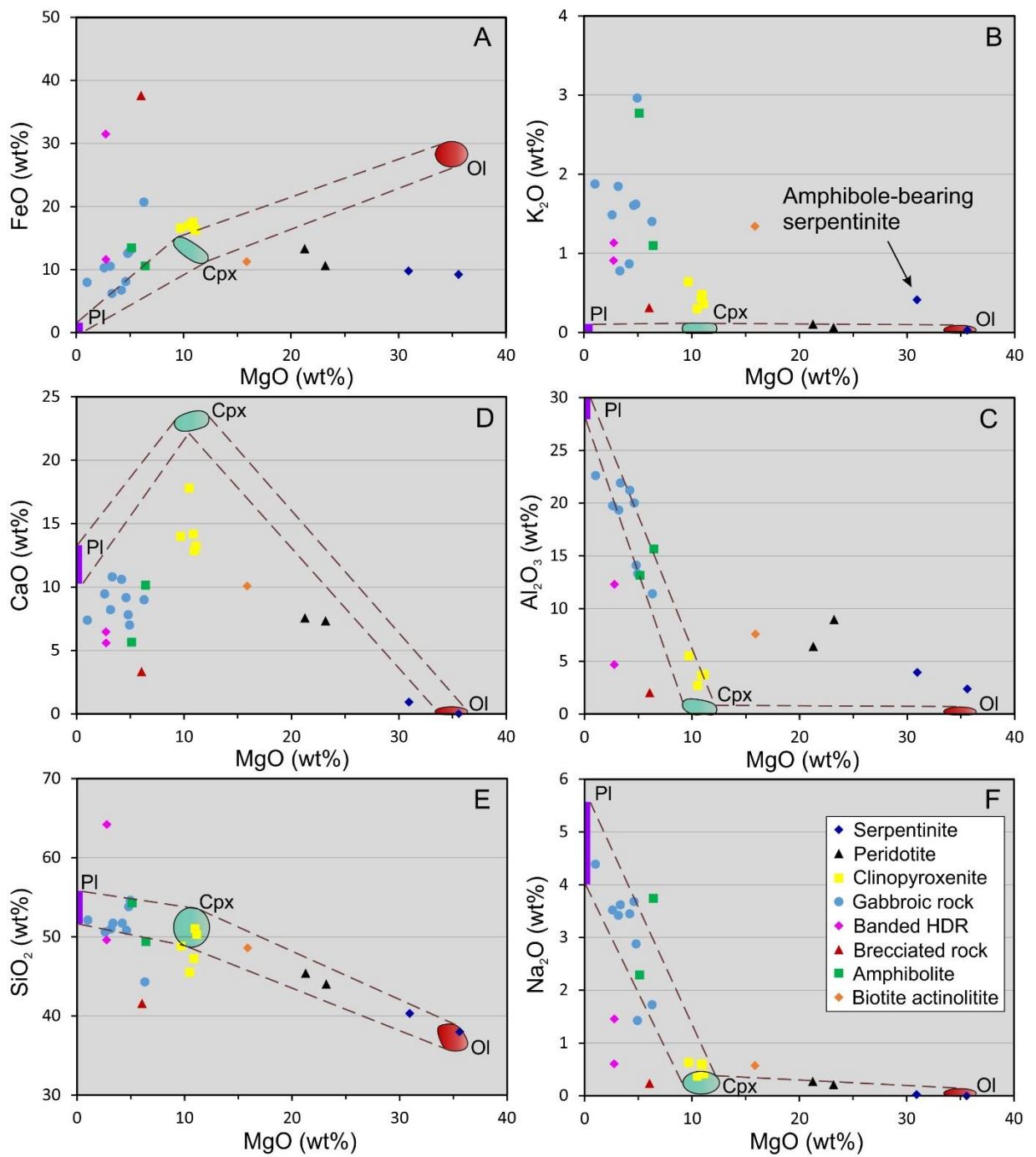


Fig. 14. Plot of selected major and minor element contents versus MgO for different groups of rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.

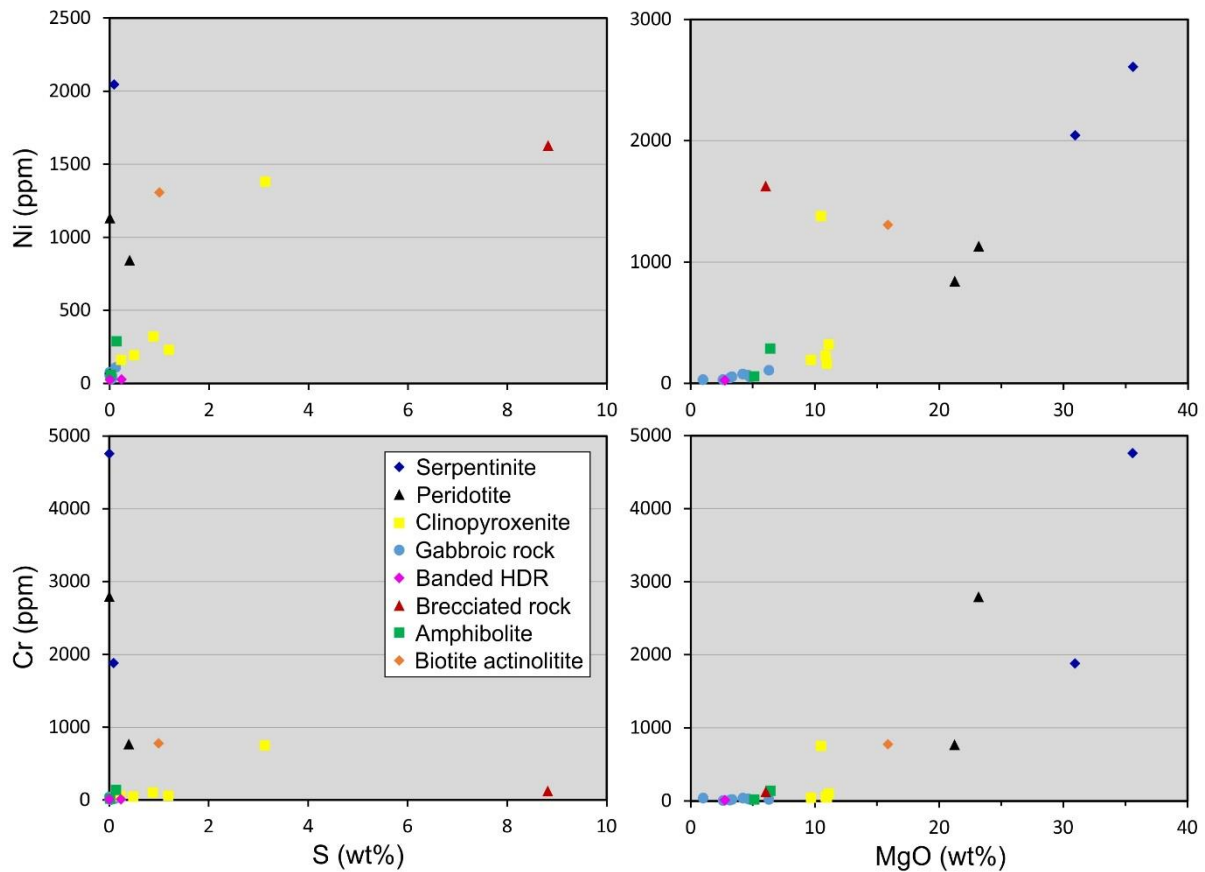


Fig. 15. Plot of Cr and Ni (ppm) versus S and MgO (wt%) for different rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.

7.2. Trace elements

High Field Strength Elements (HFSE) and rare-earth elements (REE) are relatively immobile in many altered igneous rocks and are particularly useful for petrogenetic studies (e.g., Pearce 1996).

Primitive mantle-normalized (PMN) REE profiles characterize different rock types of the Ézio Complex (Fig. 16). Gabbroic rocks have very similar profiles, characterized by progressive LREE enrichment ($La/Sm_{PMN} = 1.74-4.84$) and flat HREE ($Gd/Yb_{PMN} = 0.84-1.54$), with strong positive Eu anomalies in several samples ($Eu/Eu^* = 0.91-4.29$) (Fig. 16A).

Low REE contents in serpentinite yields an inconsistent distribution pattern, whilst amphibole-bearing serpentinite presents minor LREE enrichment ($La/Sm_{PMN} = 2.58$) and both exhibit negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.33-0.69$) (Fig. 16B). REE profiles for peridotites are close to primitive mantle values, with flat HREE and slightly depleted in LREE patterns (Fig. 16C). Total REE abundances of these ultramafic rocks are typically low (1.6-9.5 ppm). The REE patterns for clinopyroxenites are flat and characterized by higher total amount of HREE

and minor fractionation amongst REE, with slightly negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60\text{--}0.92$) (Fig. 16D). Anomalous uranium contents are observed in some samples.

Banded hydrothermalite presents a strong LREE fractionation, with positive slopes for LREE ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{PMN}} = 6.46\text{--}7.67$), flat to slightly positive slope for HREE ($\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{PMN}} = 0.98\text{--}1.19$) and pronounced positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.61\text{--}4.00$) (Fig. 16E). Brecciated rock (Fig. 16E) has flat pattern with small positive or negative LREE slope ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{PMN}} = 1.88$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{PMN}} = 0.85$) and slight positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.43$). REE profiles for amphibolite ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{PMN}} = 2.67\text{--}3.08$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{PMN}} = 1.14\text{--}1.36$) are very similar to those for gabbroic rocks (Fig. 16F). Biotite actinolite has a flat REE pattern, similar to peridotite (Fig. 16C).

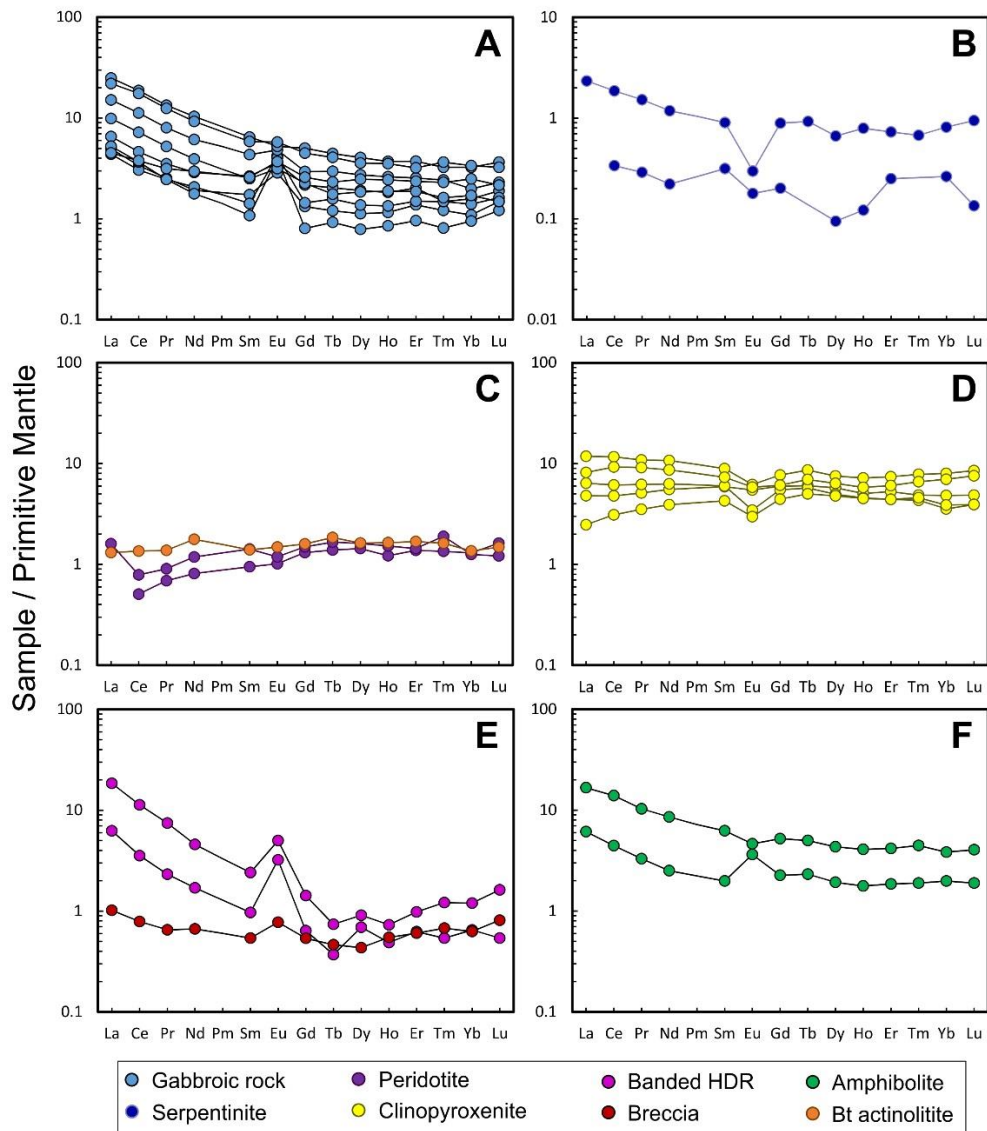


Fig. 16. REE patterns normalized to primitive mantle abundances for samples of the Ézio Complex. A) Gabbroic rocks; B) Serpentinite; C) Peridotite and biotite actinolite; D) Clinopyroxenite; E) Banded hydrothermalite and brecciated rock; F) Amphibolite. Data from Table 5. Primitive mantle normalization values from Sun and McDonough (1989).

The incompatible trace-element variations are summarized on primitive-mantle-normalized diagrams (Fig. 17). Gabbroic rocks have similar patterns characterized by the relative enrichment of LREE and Th and distinct Nb-Ta anomaly. Peridotite has trace element abundances close to those in primitive mantle, except for high LILEs contents (Cs, Rb, Ba, U and K), strong positive Pb anomaly and small negative Sr anomaly. Clinopyroxenite samples ubiquitously display U peaks and Sr and P troughs of variable intensity. Patterns for banded hydrothermalite and amphibolite samples are similar to gabbroic rocks in overall shape, and positive P anomaly in one sample of the former is consistent with high apatite contents. Brecciated rock shows lower trace elements contents in relation to banded hydrothermalites and gabbroic rocks, except for values of positive anomalies of Ti, Pb, Cs and Rb and negative anomalies of Nb and Ta. Biotite actinolite has patterns comparable to peridotite although with higher LILE, LREE and P concentrations.

8. U-Pb geochronology

The U-Pb titanite analyses (Table 6) were carried out on one gabbroic rock from the Ézio Complex. The sample EZ-09 was selected for U-Pb titanite dating and represents a partially altered rock, inserted into the domain of widespread moderate hydrothermal alteration. The sample consists of tabular plagioclase phenocrysts and interstitial domains extensively recrystallized to hornblende and quartz. Scapolite (\pm tourmaline), biotite (\pm titanite) and chlorite + epidote alteration domains are moderately distributed and minor sulfide is associated with the latter. Titanite grains occur as accessory mineral associated to replacement of hornblende by biotite and as part of the chemically discriminated population 1, characterized by absence of F, lower FeO and Al₂O₃ and higher TiO₂ contents (Fig. 11). Twenty-four grains were analysed, each with one determination. Titanite consists of clear, light brown, anhedral to subhedral fragments of 150 to 450 μ m. The fragments lack zoning, fractures and inclusions under transmitted and reflected light and in cathodoluminescence images.

A concordia diagram (Fig. 18) shows the majority of data to be discordant and scattered. One apparent cluster of eight analyses has pooled ages in $2,620 \pm 14$ Ma (MSWD = 0.64) and gave a highly imprecise lower intercept age at 233 ± 250 Ma. Nevertheless, five spot analyses define a discordia line with an upper intercept age of $2,569 \pm 39$ Ma (MSWD = 1.17) and lower intercept of 713 ± 500 Ma, as well as other 6 analyses pointing to $2,442 \pm 22$ Ma (MSWD = 1.03) as upper intercept and -89 ± 750 Ma as lower intercept. The negative lower intercept is

unreasonable, so a discordia line forced through 0 Ma with an upper intercept of 2444 ± 10 Ma (MSWD = 0.83) is preferred. Imprecise lower intercepts have no geological meaning.

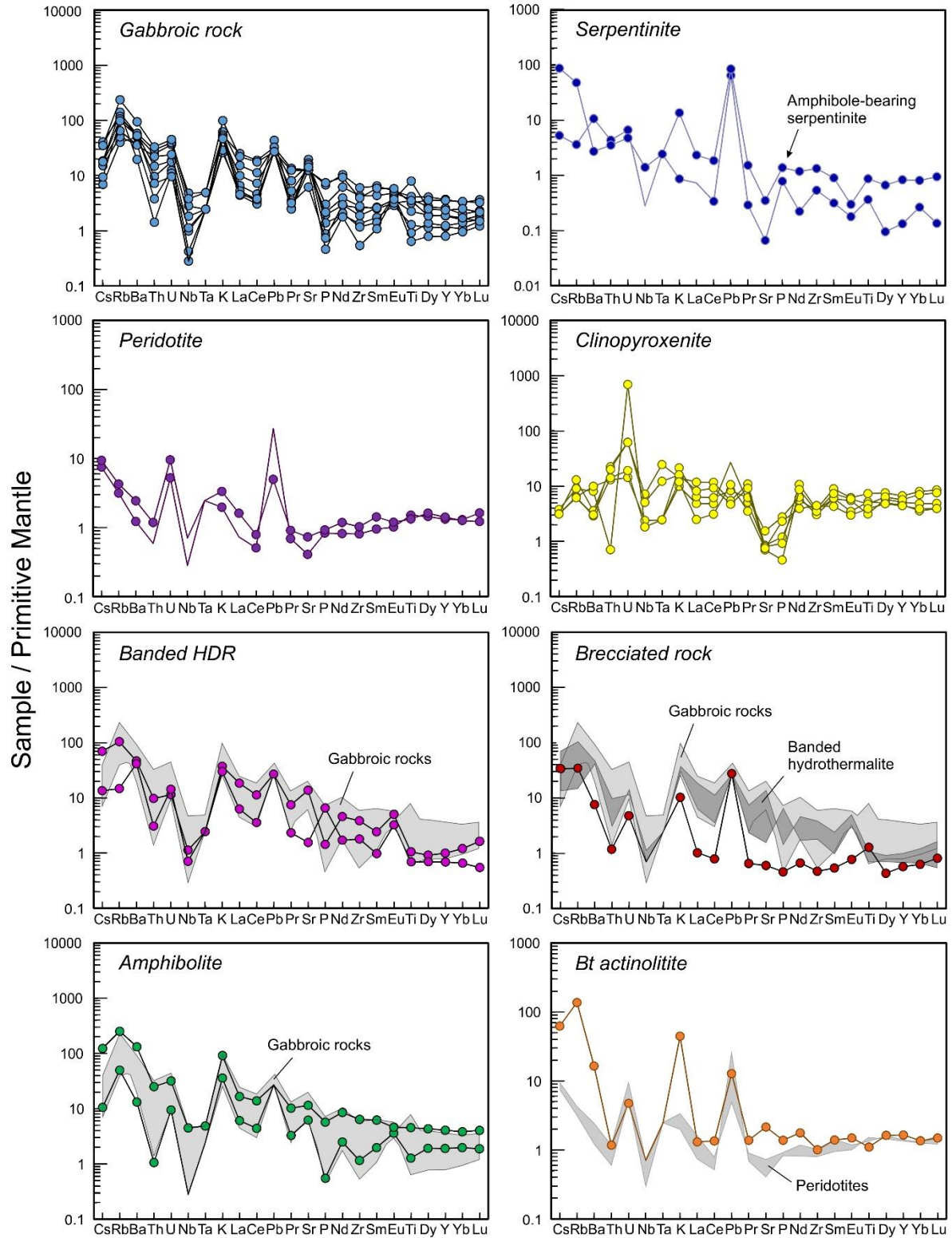


Fig. 17. Primitive mantle-normalized trace-element diagrams for representative samples of the Ézio Complex. Data from Table 5. Grey area represent the range of patterns for indicated rocks. Values without markers are below detection limit and are represented with this minimum value. Coefficients for normalization are from Sun and McDonough (1989).

Table 6. Titanite U-Pb LA-MC-ICPMS data for sample EZ-09.

Sample	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (abs)	7/5 ratio	1s (abs)	ratio 6/8	1s (abs)	Apparent ages (Ma)						Rho	Conc (%)
										7/6 age	2σ	7/5 age	2σ	6/8 age	2σ		
004-TN33	0.05	0.32	32082.44	0.1779	0.0012	12.4081	0.1362	0.5057	0.0040	2634	11	2636	10	2638	17	0.72	-0.2
005-TN34	0.01	0.13	228898.3	0.1587	0.0010	9.1569	0.0905	0.4185	0.0029	2442	10	2354	9	2254	13	0.70	7.7
006-TN35	0.10	0.10	14791.32	0.1737	0.0010	9.6949	0.1945	0.4047	0.0076	2594	9	2406	18	2191	35	0.94	15.5
007-TN36	0.02	0.10	85321.76	0.1607	0.0011	9.7488	0.0998	0.4399	0.0029	2463	12	2411	9	2350	13	0.64	4.6
008-TN37	0.86	0.08	1731.072	0.1761	0.0016	11.0439	0.1456	0.4547	0.0040	2617	15	2527	12	2416	18	0.67	7.7
009-TN38	0.02	0.11	81888.5	0.1618	0.0008	10.2570	0.0885	0.4598	0.0027	2474	9	2458	8	2439	12	0.67	1.4
010-TN39	0.03	0.11	43282.17	0.1588	0.0010	9.0325	0.1274	0.4125	0.0050	2443	11	2341	13	2226	23	0.85	8.9
011-TN40	0.03	0.11	44756.51	0.1545	0.0010	8.9059	0.0936	0.4181	0.0030	2396	11	2328	10	2252	14	0.68	6.0
015-TN41	0.02	0.16	81867.83	0.1747	0.0012	11.8806	0.1272	0.4931	0.0037	2604	11	2595	10	2584	16	0.70	0.8
016-TN42	1.21	0.17	1243.99	0.1644	0.0013	9.3288	0.1798	0.4114	0.0070	2502	14	2371	18	2221	32	0.89	11.2
017-TN43	0.04	0.07	36597.22	0.1594	0.0012	9.3129	0.1396	0.4236	0.0052	2450	13	2369	14	2277	24	0.82	7.0
018-TN44	0.02	0.22	89744.29	0.1576	0.0008	9.7379	0.0975	0.4481	0.0035	2430	9	2410	9	2387	16	0.78	1.8
019-TN45	0.00	0.11	361623.3	0.1688	0.0010	10.6237	0.1059	0.4563	0.0033	2546	9	2491	9	2423	15	0.73	4.8
020-TN46	0.01	0.09	121042.1	0.1695	0.0011	10.5410	0.1104	0.4510	0.0033	2553	11	2484	10	2400	15	0.71	6.0
021-TN47	0.02	0.08	82514.68	0.1767	0.0015	12.0115	0.1451	0.4929	0.0037	2622	14	2605	11	2583	16	0.62	1.5
022-TN48	0.01	0.08	178251.5	0.1747	0.0015	11.9300	0.1535	0.4951	0.0042	2604	15	2599	12	2593	18	0.66	0.4
026-TN49	0.01	0.15	192259.5	0.1760	0.0016	11.0879	0.1379	0.4569	0.0033	2616	15	2531	12	2426	15	0.59	7.3
027-TN50	0.01	0.17	105133.9	0.1670	0.0012	9.8904	0.1582	0.4296	0.0059	2528	12	2425	15	2304	27	0.86	8.9
028-TN51	5.06	0.09	307.2105	0.1602	0.0029	3.1795	0.0794	0.1439	0.0024	2458	31	1452	19	867	13	0.66	64.7
028-TN52	0.05	0.14	29225.78	0.1595	0.0014	9.8073	0.1628	0.4459	0.0060	2451	15	2417	15	2377	27	0.81	3.0
029-TN53	0.01	0.06	185094.9	0.1757	0.0013	10.6759	0.2114	0.4408	0.0079	2612	13	2495	18	2354	35	0.91	9.9
030-TN54	0.01	0.19	126588.2	0.1660	0.0013	10.3526	0.1296	0.4523	0.0040	2518	14	2467	12	2405	18	0.70	4.5
031-TN55	0.43	0.10	3443.31	0.1822	0.0028	12.5320	0.3184	0.4988	0.0099	2673	25	2645	24	2609	43	0.78	2.4
032-TN56	0.09	0.15	16714.37	0.1423	0.0019	7.5706	0.1241	0.3857	0.0032	2256	23	2181	15	2103	15	0.51	6.8

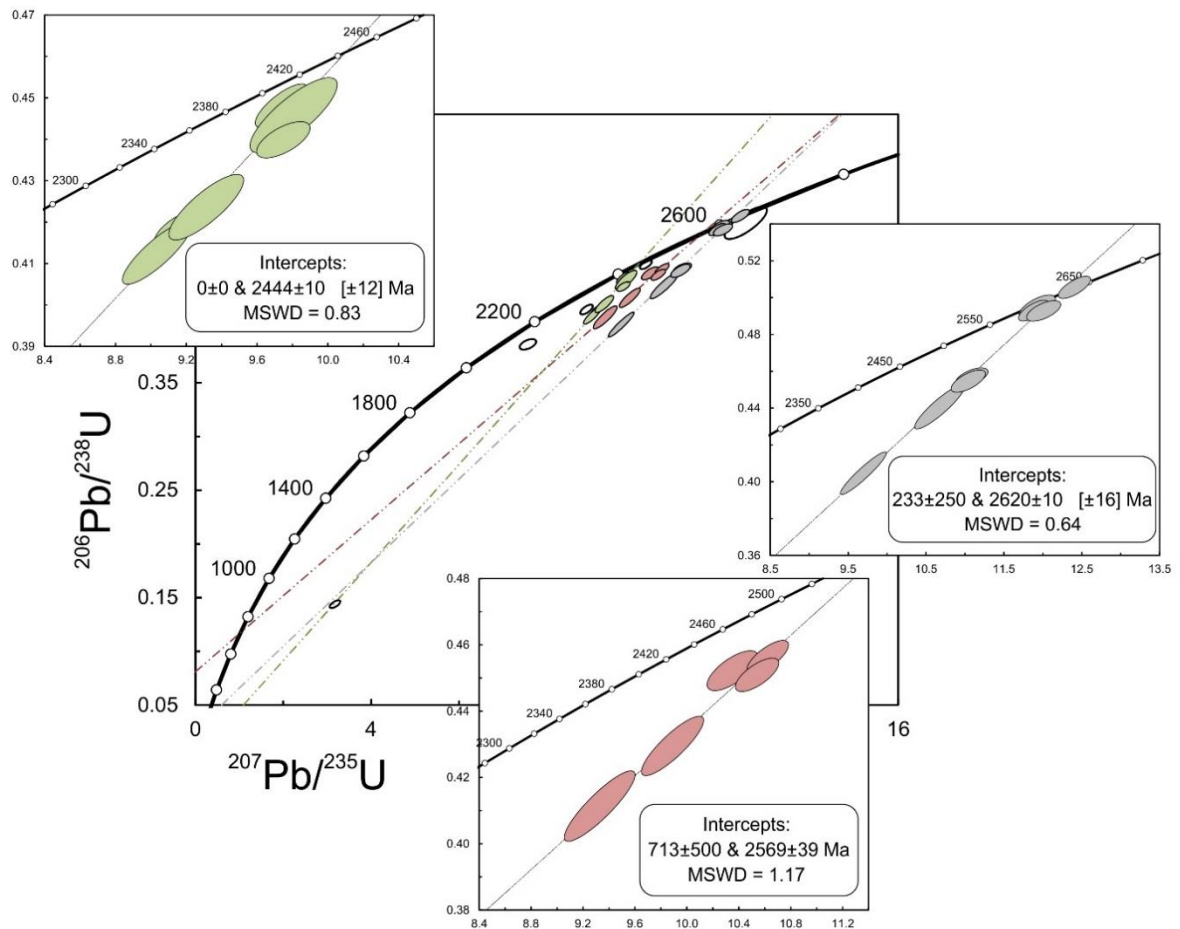


Fig. 18. LA-MC-ICPMS U-Pb plots for sample EZ-09. See text for explanation.

9. Sm-Nd systematics

The Sm-Nd isotopic data for layered rock samples (gabbroic rock, peridotite, serpentinite and clinopyroxenite) from the Ézio Complex are listed in Table 7. Nd isotopic data render ϵ_{Nd} ($T=2.74$ Ga) values that can be expressed in two groups irrespective of rock type or degree of fractionation when compared to La/Sm and Ce/Nb ratios and MgO contents (Fig. 19). One group exhibits slightly positive to negative values, comprising gabbroic rocks (0.30 to -1.32), peridotite (-0.99) and clinopyroxenite (-0.85). The other group has strong negative values, formed by gabbroic rocks (-3.90 to -4.20) and serpentinite (-4.09). Eleven whole-rock samples of the Ézio Complex rendered an isochron (MSWD = 0.88) indicating a crystallization age of $2,770 \pm 170$ Ma and an initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.50896 (Fig. 20). The high uncertainty of age determination is mainly attributed to the bad fit of data points to the best straight line.

Table 7. Sm-Nd isotopic data for the Ézio Complex.

Sample	Lithotype	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Sm/Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±(2SE)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε(0)	ε(T)	T _{DM} (Ma)
EZ-01	Leucogabbroic rock	3.90	1.18	0.303	0.1829	0.512401	10	0.509057	-4.62	0.30	3307.21*
EZ-06	Serpentinite	0.30	0.14	0.467	0.2821	0.513991	18	0.508834	26.39	-4.09	-
EZ-09	Gabbroic rock	2.60	0.77	0.296	0.1790	0.512294	12	0.509021	-6.71	-0.41	3427.46*
EZ-10	Gabbroic rock	2.80	0.63	0.225	0.1360	0.511498	10	0.509012	-22.24	-0.60	3051.14
EZ-11	Gabbroic rock	2.40	0.48	0.200	0.1209	0.511200	12	0.508990	-28.05	-1.02	3039.80
EZ-12	Leucogabbroic rock	8.30	1.93	0.233	0.1406	0.511398	9	0.508828	-24.19	-4.20	3482.30*
FD25- 198.40	Clinopyroxenite	7.50	2.62	0.349	0.2112	0.512859	8	0.508999	4.31	-0.85	-
FD25- 156.25	Peridotite	1.10	0.42	0.382	0.2308	0.513211	22	0.508992	11.18	-0.99	-
FD25- 138.70	Gabbroic rock	14.00	2.87	0.205	0.1239	0.511109	9	0.508844	-29.83	-3.90	3311.66
FD27-207.90	Leucogabbroic rock	5.30	1.11	0.209	0.1266	0.511299	13	0.508985	-26.12	-1.13	3068.37
FD27-125.30	Mag gabbroic rock	4.00	1.15	0.288	0.1738	0.512152	18	0.508975	-9.48	-1.32	3535.16*

*T_{DM} geologically meaningless due to high ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (> 0.14).

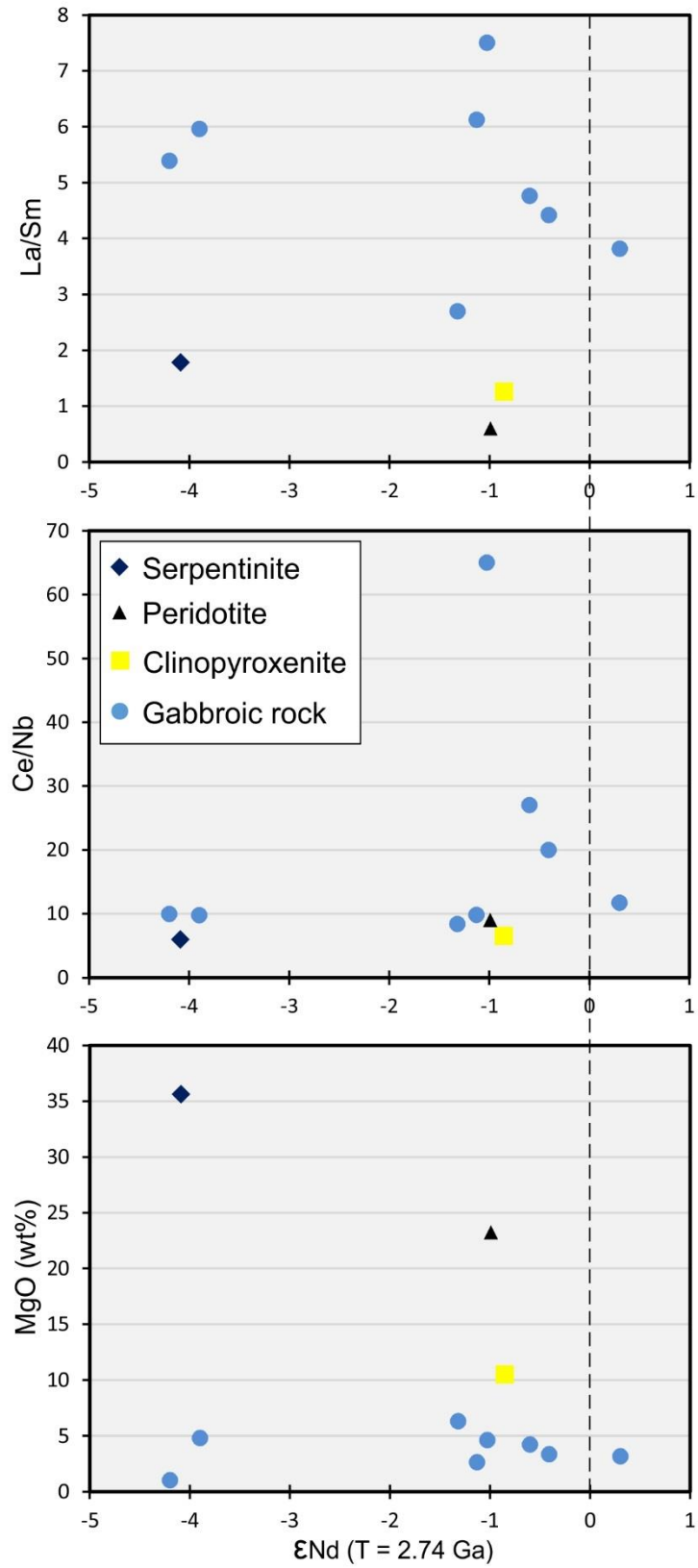


Fig. 19. ϵ_{Nd} (T=2.74 Ga) vs Ca/Nb, La/Sm and MgO plots for rocks of the Ézio Complex. Data from Table 5.

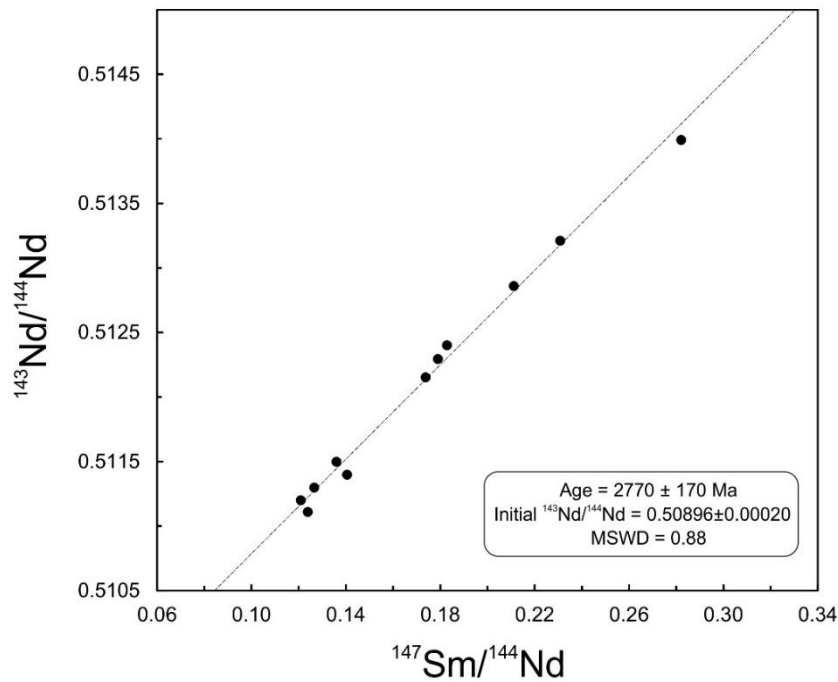


Fig. 20. Sm-Nd whole-rock isochron diagram for Ézio Complex samples. See text for explanation.

10. Geothermometry

The application of geothermometers in hydrothermal minerals in the Ézio Complex aimed to establish temperatures of hydrothermal alterations. Plagioclase-amphibole, hornblende-garnet, garnet-biotite and chlorite geothermometers were applied for different hydrothermal rocks. Results are illustrated in Tables 8, 9 and 10.

The plagioclase-amphibole pair of Holland and Blundy (1994) was calibrated for amphibole ($\text{Na}_A > 0.02$ pfu, $\text{Al}^{(\text{IV})} < 1.8$ pfu, and Si between 6.0 and 7.7 pfu) and plagioclase ($X_{\text{an}} < 0.90$) assemblages in the temperature range of 400 to 900°C, considering edenite-richterite reaction: edenite + albite = richterite + anorthite. Associated pargasite/hastingsite and albite (or oligoclase/andesine) from two samples of amphibolite and one of gabbroic rock yield temperatures varying from 468.3 to 596.3°C at 2 kbar, and 477.3 to 608.9°C, at 5 kbar (Table 8).

Table 8. Compositional data and estimated temperatures for plagioclase-hornblende geothermometer.

		Plagioclase-hornblende geothermometer (Holland and Blundy 1994)							
Rock type		Gb	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt
Sample		FD25-113.20	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-229.20	FD25-229.20	FD25-240.20	FD25-240.20
Plagioclase	X _{Ab}	0.98	0.88	0.72	0.90	0.98	0.98	0.78	0.67
	X _{An}	0.02	0.08	0.27	0.08	0.02	0.01	0.16	0.32
Hornblende	SiO ₂	38.55	38.06	42.21	42.68	42.66	42.75	43.42	45.64
	Al ₂ O ₃	12.83	13.97	10.70	11.08	9.89	10.37	9.76	8.79
	CaO	10.83	10.96	11.01	11.25	10.86	11.23	11.62	11.91
	Na ₂ O	1.47	1.40	1.46	1.32	1.29	1.33	1.31	1.26
T (°C) at 2 kbar		480.61	564.51	712.12	596.28	513.71	468.27	645.72	671.67
T (°C) at 5 kbar		495.65	581.98	724.45	608.90	523.26	477.27	665.18	697.34

Rock code: Gb – Gabbroic rock; Ampt – Amphibolite.

Temperature conditions for garnet and amphibole using amphibole-garnet pair of Graham and Powell (1984) were estimated for the banded hydrothermalite (FD25-76.10). This geothermometer, based on the exchange of Fe and Mg, indicated an average temperature of $631 \pm 31^\circ\text{C}$ at 2 kbar (Table 9). A similar value of temperature ($611 \pm 27^\circ\text{C}$) for this banded hydrothermalite (Table 9) was provided by the garnet-biotite pair from Ferry and Spear (1978), although the $(\text{Al}+\text{Ti})/(\text{Al}+\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Mg}) < 0.15$ parameter considered for the geothermometer is not satisfied.

Table 9. Compositional data, Fe-Mg partition coefficients (Kd) and estimated temperatures by hornblende-garnet and garnet-biotite pairs geothermometer.

Hbl-Grt Geothermometer (Graham and Powell 1984)						
Sample FD25-76.10 (Banded HDR)						
Analyses		103-109	87-79	110-100	112-114	124-123
Hornblende	X _{Fe}	0.700	0.692	0.695	0.654	0.707
	X _{Mg}	0.300	0.308	0.305	0.346	0.293
Garnet	X _{Fe}	0.759	0.756	0.756	0.753	0.758
	X _{Mg}	0.100	0.085	0.088	0.093	0.098
	X _{Ca}	0.141	0.160	0.155	0.154	0.145
Kd		3.244	3.975	3.754	4.282	3.209
T (°C)		655.18	622.06	632.12	599.87	661.65
Grt-Bt Geothermometer (Ferry and Spear 1978)						
Sample FD25-76.10 (Banded HDR)						
Analyses		96-115	100-116	114-117	123-118	79-127
(Mg/Fe) _{Grt}		0.109	0.117	0.124	0.129	0.112
(Mg/Fe) _{Bt}		0.585	0.573	0.616	0.671	0.518
Kd		0.187	0.204	0.201	0.192	0.216
T (°C)		585.50	617.33	611.04	595.18	638.97

Chlorite geothermometer of Cathelineau and Nieva (1985) is based on the Al^(IV)-temperature dependency. The equation was applied using a correction factor proposed by Zang and Fyfe (1995) for higher Fe/(Fe+Mg) ratios (> 0.37). Selected chlorite analyses occur as vein infillings or alteration of plagioclase, biotite, hornblende and garnet in gabbroic rocks, banded hydrothermalite, amphibolite and biotite actinolite. The calculated temperatures vary between 205 and 298°C, with higher values in garnet-bearing banded hydrothermalite (Table 10).

Table 10. Compositional data and estimated temperatures by chlorite geothermometer.

Chlorite geothermometer														
Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Bt Actnt	Bt Actnt
Sample	FD25-113.20	FD25-113.20	FD27-125.30	FD27-207.90	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-137.90	FD25-240.20	FD25-240.20	FD25-255.60	FD25-255.60	FD26-74.30	FD26-74.30
Analysis	CHL1	CHL2	CHL2	CHL1	CHL1	CHL2	CHL3	CHL1	CHL1	CHL1	CHL1	CHL1	CHL1	CHL2
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.58	0.54	0.52	0.57	0.64	0.57	0.74	0.55	0.46	0.55	0.42	0.41	0.33
Al ^(IV)	2.436	1.981	2.503	2.470	2.644	2.782	2.837	2.758	2.203	2.397	2.099	2.126	2.434	2.225
Correction (Zang and Fyfe 1995)	2.19	1.77	2.33	2.44	2.51	2.64	2.40	2.02	2.30	1.92	2.06	2.37	2.24	2.40
T (°C) (Cathelineau and Nieva 1985)	250.52	205.15	265.03	276.93	284.58	297.67	272.91	232.05	261.34	221.09	235.92	269.16	255.16	271.98
Occurrence	Veinlet	Pl alteration	Primary Pl alteration	Crosscutting Hbl and Plg	Grt alteration	Along foliation plane	Veinlet	Hbl alteration	Incipient vein cutting Bt band	Alteration amid Pl and Hbl	En echelon vein	Veinlet	Bt alteration	Bt alteration

Rock code: Gb – Gabbroic rock; Banded HDR – Banded hydrothermalite; Ampt – Amphibolite; Bt Actnt – Biotite actinolite.

Mineral abbreviations after Kretz (1983).

11. Discussion

The following discussions consider primary magmatic features of the layered rocks and the hydrothermal processes superimposed. The petrogenetic processes are taken from restrained data of preserved primary minerals in least-altered rocks. The hydrothermal system is discussed in order to identify alteration styles and their effect in mafic-ultramafic rocks. Considerations about geochronological results in regional context will be addressed comparing with another layered intrusions and IOCG deposits in Carajás. The significance of the understanding of fluid composition and Cu-Ni sulfide deposition is evaluated for future exploration works.

11.1. The layered complex

The Ézio Complex is one of dozens of mafic-ultramafic complexes located in the eastern portion of the CMP. Several complexes were identified in geochemical and/or geophysical exploration surveys, but detailed mapping and petrological studies are so far limited to few mineralized complexes, including the PGE-chromite mineralized Luanga Complex (Ferreira Filho et al. 2007), the PGE mineralized Lago Grande Complex (Teixeira et al. 2015) and the nickel laterite mineralized Vermelho Complex (Siepierski et al. in prep.). Petrological and geochronological results for the best studied layered complexes suggest that they belong to a major Neoproterozoic plutonic event in the CMP (as suggested by Ferreira Filho et al. 2007 and Teixeira et al. 2015). In the following discussions, the magmatic features of the Ézio Complex are revised to test the possibility that it also belongs to this plutonic event.

Despite the common hydrothermal alteration in the Ézio Complex, primary magmatic features are preserved in less altered zones. Results obtained in rocks collected in these zones indicate that the layered rocks originated mainly from crystallization of cumulus olivine, Cpx and plagioclase, suggesting a crystallization sequence consisting of $Ol+Chr > Ol+Cpx+Chr > Cpx > Cpx+Pl$. The absence of Opx as a cumulus mineral in the Ézio Complex suggests that the primary magma was silica undersaturated (Campbell 1985). Layered intrusions with abundant and early crystallization of cumulus Opx (e.g., Serra da Onça and Luanga complexes, Ferreira Filho et al. 2007; Vermelho Complex, Lincoln et al. in prep.) and those that do not contain cumulus Opx (e.g., Serra do Puma Complex, Rosa 2014) occur in the CMP, indicating the presence of both silica-saturated and silica-undersaturated magmas. The composition of cumulus olivine in the Ézio Complex ($Fo_{69.8-67.5}$) suggests a relatively fractionated composition for the parental magma. This compositional range is limited to just one sample of peridotite. The composition provided by this sample is unusual for olivine in a peridotite, and is similar to

reported compositions of olivine from mafic cumulates, as troctolites from the Rio Crixás (Fo₆₈; Lima et al. 2007) and Bell Rock Range intrusions (Fo₆₈; Ballhaus and Glikson 1995) and olivine gabbros from the Skaergaard (Fo₆₈; McBirney 1996) and Bijiaoshan-Xuanwoling complexes (Fo₆₆₋₇₂; Su et al. 2013).

Primitive mantle-normalized alteration-resistant trace element profiles of gabbroic rocks in the Ézio Complex are fractionated, as indicated by relative enrichment in LREE and Th, with pronounced negative Nb and Ta anomalies (Fig. 21). Nd isotopic data obtained for both mafic and ultramafic lithotypes render slightly positive to variably negative $\epsilon_{Nd}(T=2.74 \text{ Ga})$ values (0.30 to -4.20). Trace element profiles and $\epsilon_{Nd}(T=2.74 \text{ Ga})$ values are very close to results obtained in the Lago Grande Complex (Fig. 21; Teixeira et al., 2015) and other complexes in the CMP (e.g., Serra da Onça and Serra do Puma complexes, Rosa 2014; Vermelho Complex, Siepierski et al, in prep.), and were interpreted as the result of an original mantle melt contaminated with older continental crust (see Teixeira et al. 2015 for further discussion).

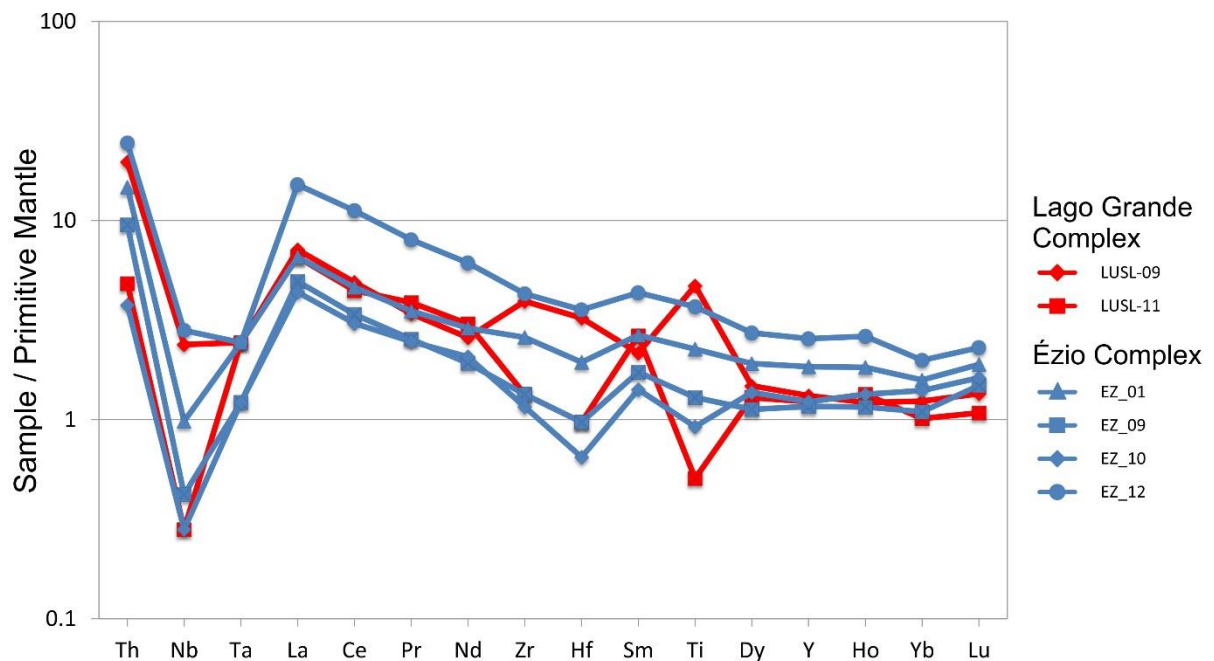


Fig. 21. Primitive mantle-normalized alteration-resistant trace elements profiles for samples of gabbroic rocks of the Ézio Complex (data from this study) and Lago Grande Complex (data from Teixeira et al. 2015). Primitive mantle normalization values are from Sun and McDonough (1989).

11.2. Hydrothermal alteration in Ézio Complex and IOCG system in Carajás

The Ézio Complex shares common characteristics with IOCG deposits of the CMP regarding the alteration zoning reported in these systems (Haynes 2000; Hitzman et al. 1992). Common characteristics include the spatial relation to a regional shear zone and the

hydrothermal alteration with extensive K-Fe(-Ca) metasomatism. However, critical differences in mineralization deposition, fluid composition and host rocks typology are important aspects to be considered for their fit in the context of the widespread hydrothermal system of Carajás. Hydrothermal alteration affects mostly gabbroic rocks of the layered complex, differently of most deposits in the CMP, which are hosted by metavolcano-sedimentary units of the Itacaiúnas Supergroup. Therefore, although entirely preserved rocks were not observed, the mineralogical and chemical composition of the protolith are well constrained. This feature makes this study particularly important for the recognition and characterization of IOCG alteration stages, as well as to evaluate their effects in layered intrusions in the Carajás Mineral Province.

The paragenetic evolution of alteration and mineralization is recognized throughout the layered complex (Fig. 22 and 23). EW faults delineate pervasively altered rocks and mineralized zones, allowing higher fluid/rock interaction and extensive formation of high temperature assemblages. A complex hydrothermal system characterized by overlapping stages begins with hornblende-plagioclase (albite-oligoclase) and scapolite alterations, followed by biotite-potassic feldspar alteration, magnetite formation, chlorite (\pm epidote) alteration, Cu-Ni sulfide mineralization and minor late veins infillings. Although there are Na- and Ca-minerals as hydrothermal products, Na and Ca metasomatism was not effectively discriminated by different bulk compositions of hydrothermal rocks and their protoliths (Fig. 14).

Amphibole + quartz \pm Na-plagioclase (albite-oligoclase) assemblage represent a widespread early alteration, replacing gabbroic rocks and clinopyroxenites all over the complex (Fig. 23, stage 1). Despite locally pervasive, this alteration does not extensively modify the primary composition of mafic-ultramafic protoliths (Fig. 14). Overlapping scapolite alteration is sparsely distributed in the least-altered gabbroic rocks, but occurs in discrete veinlets fissural to pervasive domains close to zones of intense hydrothermalism. Marialitic to meionitic scapolite (Me_{29-51}) occurs associated with unevenly distributed tourmaline, apatite and, occasionally, titanite and epidote group minerals. Estimated temperatures above 460°C indicate a high temperature for this alteration stage (plagioclase-amphibole geothermometer, Table 8). Hydrothermal Cpx likely represents the mineral phase of highest temperature, possibly over 600°C as reported for hydrothermal hedenbergite in Skaergaard (up to 750°C, Manning and Bird 1986).

A widespread alteration is represented by brown biotite (potassic alteration), variably distributed in distal domains and commonly pervasive in hydrothermal rocks with mylonitic foliation (Fig. 23, stage 2). Intense biotite alteration is commonly associated with potassic

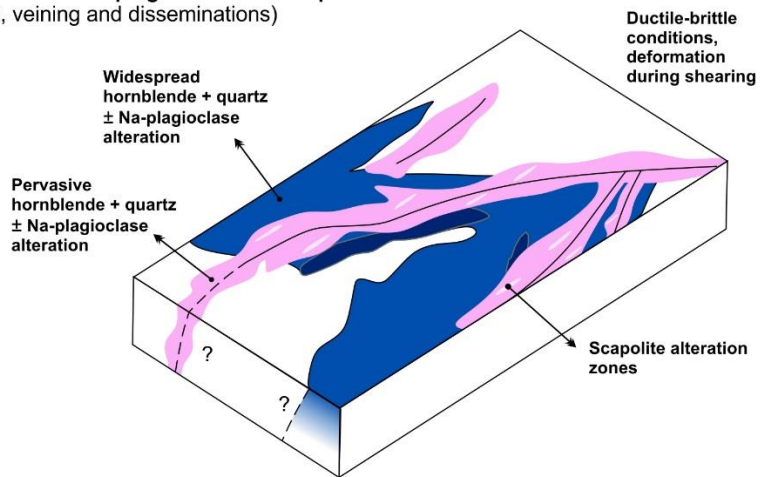
feldspar, plagioclase (oligoclase to andesine), ilmenite and minor titanite, quartz, rutile, zircon. High temperature assemblages in iron-rich ductile shear zones developed garnet (around 630°C as indicated by amphibole-garnet and biotite-garnet geothermometers, Table 9), that is also described in some IOCG deposits in Carajás (e.g., Salobo, Xavier et al. 2012). Replacement of early Na-Ca minerals led to a K enrichment and Ca removal in hydrothermal rocks and partially altered layered rocks (Fig. 14). It also occurs in strongly hydrothermally altered ultramafic rocks, forming biotite-cummingtonite-(actinolite)-rich rocks. Subsequently, the onset of magnetite formation within the alteration sequence is associated to a discrete alteration marked by fibrous actinolite and minor grunerite and Fe-pyrosphalite. The association of different types of Fe-bearing silicates (e.g., biotite, grunerite, garnet, Fe-pyrosphalite) and magnetite, as well as whole-rock chemical compositions, indicates a Fe gain (Fig. 14) in this evolution stage.

Chlorite-epidote alteration overprints early alteration zones and are associated with the Cu-Ni sulfide mineralization, both disseminated or structure-controlled (Fig. 23, stage 3). Lower temperatures (< 300°C by chlorite geothermometer, Table 10) indicated for this assemblage are consistent with the transition from a predominantly ductile-brittle pre-mineralization stage to brittle conditions. The latter are revealed by brecciated structures and open-space-textures in late veins. Veins of albite or prehnite (\pm chlorite), as well as veins of epidote and carbonate (\pm scapolite, albite, chlorite), all of them associated with minor sulfide, are formed in this stage. Actinolite and carbonate replace hornblende and cumulus Cpx, and titanite is extensively formed by ilmenite replacement. Sulfides postdate the main iron oxide stage and, despite the spatial coexistence, magnetite and ilmenite are crosscut by microveins of pyrrhotite, chalcopyrite or pyrite. The pyrrhotite-pyrite-magnetite association, in the presence of chalcopyrite, denotes high fO_2 (Mikucki and Ridley 1993). A small distribution of hematite, chalcopyrite and bornite occurs spatially associated to chlorite alteration or in late carbonate veins. Hematite stability in the ore assemblage also points to increase in fO_2 conditions during Fe-Cu mineralization.

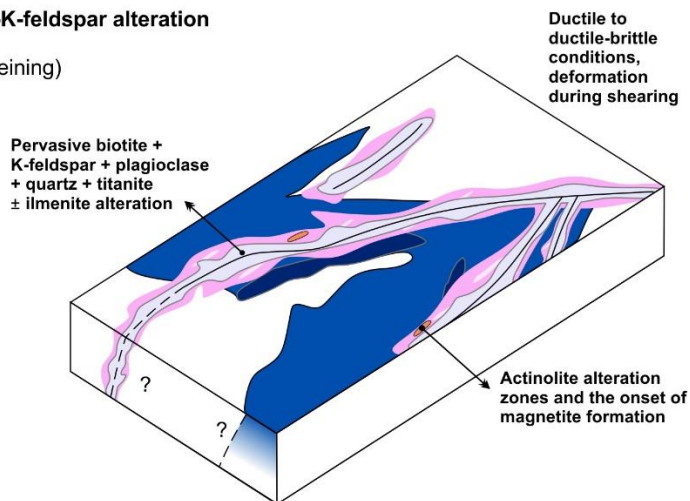
	Predominant ductile-brittle conditions				Brittle conditions	
	Pre-Mineralization				Mineralization	Post-Mineralization
	Hornblende-plagioclase alteration	Scapolite alteration	Biotite-K-feldspar alteration	Magnetite formation	Chlorite-epidote alteration	Sericite alteration and late veinlets
Na plagioclase	█		█		█	
Quartz	█	█	█			█
Hornblende	█	█	█			
Zircon		█	█			
Allanite		█			█	
Clinopyroxene		█				
Titanite		█	█		█	
Apatite		█				
Scapolite		█			█	█
Tourmaline		█		█		
Carbonate		█			█	█
Rutile		█	█		█	
Epidote/zoisite		█			█	
Almandine			█			
Biotite I			█			
Biotite II					█	
K-feldspar			█		█	
Ilmenite			█		█	
Grunerite				█	█	
Magnetite				█	█	
Actinolite				█	█	
Pyrosmalite				█	█	
Prehnite					█	
Pyrite					█	
Chlorite					█	
Chalcopyrite					█	
Molybdenite					█	
Pyrrhotite					█	
Pentlandite					█	
Gold					█	
Bornite					█	
Hematite					█	█
Sphalerite					█	
Stilpnomelane					█	
Muscovite						█
Sericite						█

Fig. 22. Representative table of paragenetic evolution in the Ézio Complex.

Stage 1: Hornblende-plagioclase and scapolite alteration
(Pervasive, veining and disseminations)



Stage 2: Biotite-K-feldspar alteration + Iron oxides
(Pervasive and veining)



Stage 3: Chlorite-epidote alteration and Cu-Ni mineralization
(Brecciation and veining)

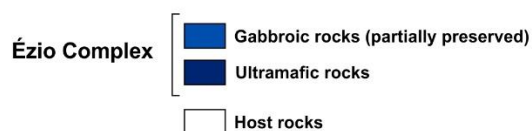
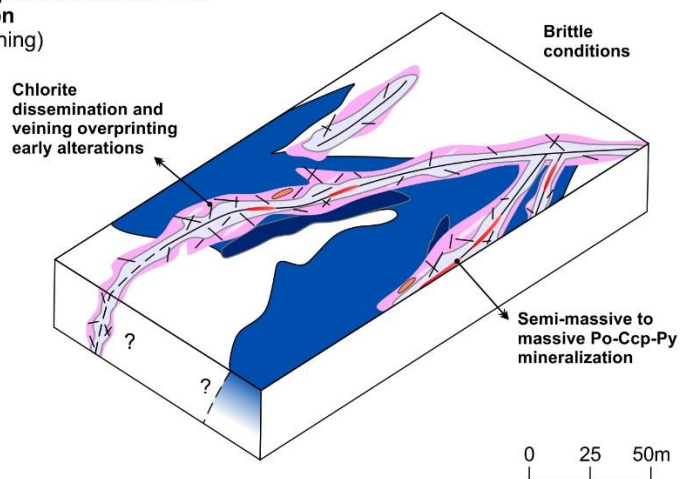


Fig. 23. Schematic model illustrating the evolution of hydrothermal alteration in the Ézio Complex. Note that only the main stages are represented.

Post-mineralization alteration overprints the assemblage of the main copper-gold mineralization stage. Temporal sequence is unclear due to poor relationships among alteration minerals. This stage is represented by late veins of scapolite \pm carbonate or sericite, as well as quartz \pm microcrystalline Fe oxide that crosscut mineralized breccias, and plagioclase alteration by muscovite and sericite. Silica solubility decreases with decreasing salinity, temperature and pH (Fournier 1983), possibly controlling quartz formation in the final stages.

Peridotite, serpentinite and amphibole-serpentinite rocks are extensively altered, with secondary mineral assemblages that suggest hydrous alteration in temperature conditions within amphibolite facies conditions, as discussed by Robinson et al. (1981) for calcic amphibole solvus diagram. The two generations of chlorite in serpentinite may be related to different alteration types and physico-chemical conditions. Chlorite with yellow interference color and higher Al contents seems to be related to serpentinization process, whilst chlorite with blue interference color and significant Cl contents (similar to chlorite contents in hydrothermal rocks) suggest a hydrothermal alteration product.

The abundance of Cl-rich minerals in the early evolution stages (e.g., hornblende, scapolite, biotite and Fe-pyrosphalite) in different rock types, as well as minor occurrence of fluor-bearing titanite, carbonate and apatite, reflects an eminent role of volatiles and mobile components (H_2O , Cl, CO_2 , F, P_2O_5) and the hypersaline nature of hydrothermal fluids. The importance of high-salinity hydrothermal fluids in the origin of both Neoproterozoic IOCG deposits and smaller Paleoproterozoic Cu-Au-W-Bi deposits in CMP is pointed out in several studies (Grainger et al. 2008; Xavier et al. 2010), wherein Cl has been a complexing agent for metals transport. Marialite formation requires buffered activity gradients in chlorine in the hydrothermal fluid (Mora and Valley 1989), as the element has a strong preference for fluid phases in comparison to solid phases. The negative correlation between #Mg and chlorine in amphiboles, biotite and chlorite indicates a Cl incorporation controlled by Mg-Cl avoidance mechanisms. The compositions of amphiboles in the Ézio Complex are compared to hydrothermal amphiboles from IOCG deposits in the CMP (Fig. 24), such as Gameleira and Salobo (Gomes and Lindenmayer 2003), Sossego (Monteiro et al. 2008a, b) and Igarapé Bahia (Dreher 2004, Gomes and Lindenmayer 2003). Compositional clusters and trends indicate the presence of at least two amphibole types in each deposit. Fe/(Fe+Mg) ratios for amphiboles in the Ézio Complex are highly variable (0.12-0.89), overlapping with amphibole compositions from other deposits in the CMP (Fig. 24). The distinctively high positive correlation between K and Cl characterizes the compositions of amphiboles in the Ézio Complex and Gameleira

deposit. This correlation is typical of crystallization in Cl-rich environment (Hanley and Mungall 2003) and could indicate edenitic exchange mechanisms as control of Cl incorporation in amphibole.

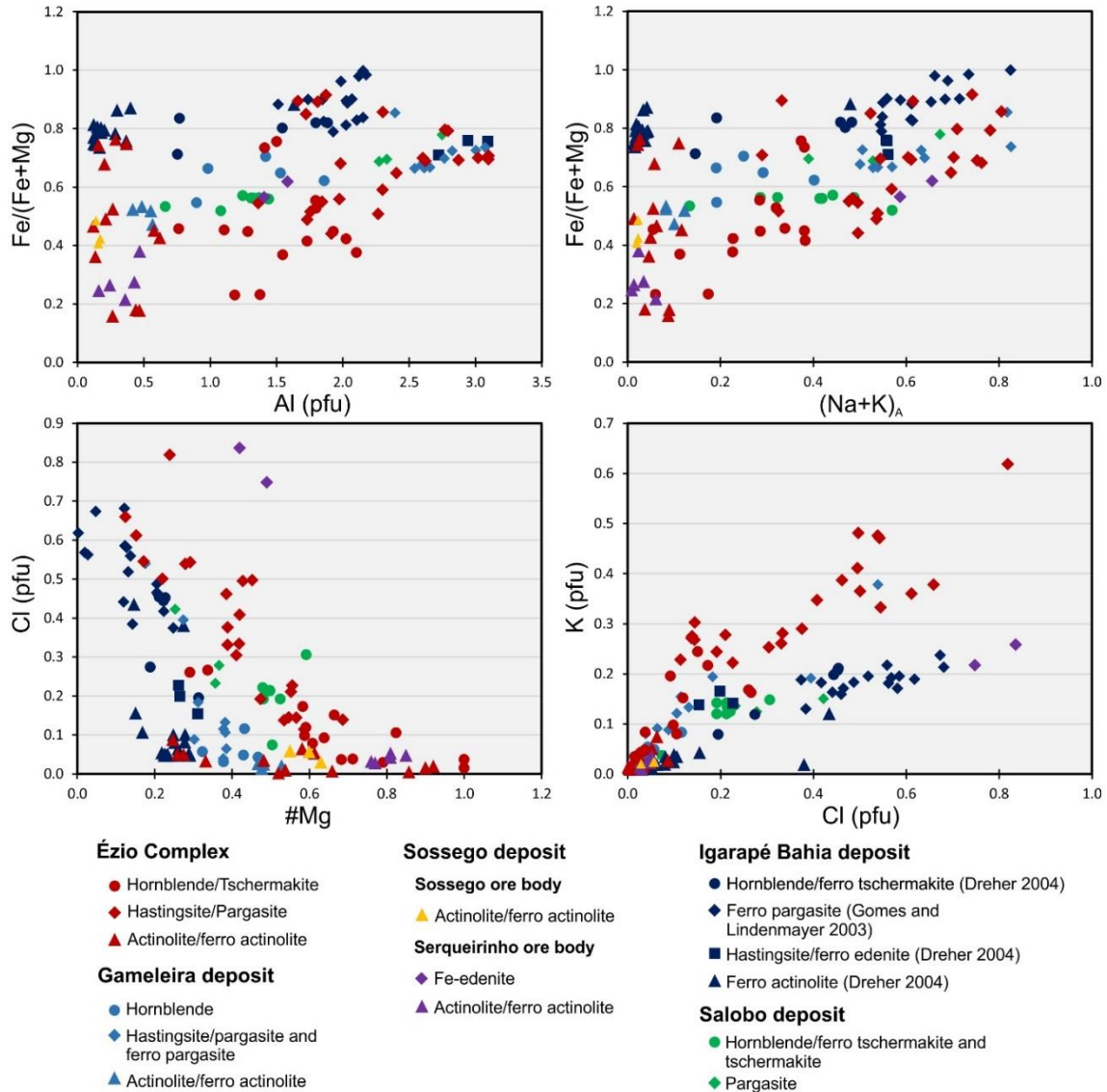


Fig. 24. A) Fe/(Fe+Mg) vs Al (pfu); B) Fe/(Fe+Mg) vs (Na+K)_A; C) Cl (pfu) vs #Mg; and D) K (pfu) vs Cl (pfu) diagrams, showing amphiboles compositions from IOCG deposits of Carajás Mineral Province. Data sources: Ézio Complex (this work); Gameleira and Salobo deposits (Gomes and Lindenmayer 2003); Sossego deposit (Monteiro et al. 2008b); Igarapé Bahia deposit (Dreher 2004; Gomes and Lidenmayer 2003).

Higher fluid-rock interaction in more pervasively altered rocks affect the trace elements contents. Although amphibolite and banded hydrothermalite show trace elements contents similar to precursor gabbroic rocks (Fig. 17), the extensively altered rocks have comparatively higher La/Sm and La/Yb ratios, suggesting LREE enrichment. A high modal content of amphibole, as well as minor titanite, apatite and allanite, explain the LREE concentration in rocks. Higher LILE (Ba, Sr, Rb, Cs and Pb) contents in biotite actinolite compared to

peridotite (Fig. 17) indicate the enrichment of these elements during hydrothermal alteration. Brecciated rock is remarkable by different pattern from possible precursor rocks revealed by general low trace elements abundances and flat REE pattern (Fig. 17).

Chemical results and paragenetic sequence lead to two trains of thought: (i) The system evolves by slowly decreasing temperature of just one fluid, also lowering Cl contents by loss to some minerals, a common feature in some Cu-Au deposits; (ii) The system involves two different fluids, one more reduced fluid with high salinity and low S concentration, and another one more oxidized and S-rich. The higher temperature fluid would be characterized by high K and Cl activities. Stable isotopes and fluid inclusions studies have indicated fluid mixing involving an externally derived fluid (meteoric water or seawater) in the late stages of the hydrothermal system evolution for IOCG deposits in the CMP (Monteiro et al. 2008a; Xavier et al. 2012).

The Ézio Complex has a hydrothermal sequence similar to that described for the Cristalino deposit, located about 15 km along the same regional structure, as well as the others along the southern Copper belt. Hydrothermal alteration in the layered complex is distinguished from Cristalino deposit by absence of fluorite and presence of ilmenite and bornite. Hydrothermal Fe oxides are minor minerals in the Ézio Complex, contrasting with their abundance in IOCG deposits in the CMP. The presence of ilmenite as the main oxide mineral in the Ézio Complex contrasts with most IOCG systems. Crystallization of ilmenite may have been favored by high Ti contents in fractionated gabbroic host rocks. The predominance of hornblende and biotite alterations, the dominantly ductile-brittle structures and higher abundance of magnetite rather than hematite suggest deeper crustal levels compared with Sossego orebody (~1.5 kbar, Monteiro et al. 2008). Elsewhere, similar alteration sequences are documented in Eloise (Baker 1998) and Ernest Henry (Mark et al. 2000) deposits, Cloncurry District. The first involves pyrrhotite-chalcopyrite-rich mineralization and Cu-Ni-Co-Au enrichment, and the latter is an example of a system with Cpx and garnet formation.

11.3. Geochronology of the hydrothermal system

The whole-rock Sm-Nd isochron age of $2,770 \pm 170$ Ma is the only estimate available so far for the magmatic age of the Ézio Complex. The large uncertainty may result from crustal contamination of the primary magma and/or isotopic disequilibrium caused by hydrothermal alteration. Despite such an uncertainty, the Neoproterozoic age overlaps reported U-Pb zircon ages for other layered intrusions in the CMP, including Luanga ($2,763 \pm 6$ Ma; Machado et al. 1991),

Lago Grande ($2,722 \pm 53$ Ma; Teixeira et al. 2015) and Serra da Onça ($2,766 \pm 6$ Ma; unpublished data reported by Lafon et al. 2000) complexes. Thus, the Ézio Complex may have been part of a possible major Neoproterozoic magmatic event responsible for the generation of several layered intrusions.

Dating of hydrothermal alteration was possible by U-Pb analyses of hydrothermal titanite. Three populations with distinct $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates obtained are interpreted either as constraining the timing of fluid cooling after an early high temperature alteration or related to isotopic disturbance due to thermal and/or deformational events. The long and continuous fluid circulation seems to have caused a compositional-isotopic trend in the different hydrothermal minerals, as seen in compositional diagrams of titanite (Fig. 11) and amphibole (Figs. 9 and 10). Therefore, the oldest age measured ($2,620 \pm 14$ Ma, Fig. 18) represents a minimum age for the formation of titanite and younger ages would mean isotopic re-equilibration while high temperatures are maintained, affecting major and minor elements and the U-Pb system. Alternatively, these ages could be related to reactivation of the Carajás and Cinzento strike-slip fault systems, such as reported at ca. 2.6 Ga, as proposed by Pinheiro and Holdsworth (1997). Closure temperatures of titanite are assumed to be over 500°C (Cherniak 1993; Mezger et al. 1991), varying by compositional heterogeneities and grain sizes, and the association with biotite alteration in gabbroic rock sample indicates temperatures of about 630°C for titanite formation.

Geochronological studies of IOCG genesis in Carajás have discriminated different metallogenic events, such as 2.72-2.68 Ga (Moreto et al. 2015) and 2.57 Ga (Réquia et al. 2003; Tallarico et al. 2005), the latter not registered in southern Copper belt. The older U-Pb titanite age is comparable to the mineralization age in Gameleira deposit ($2,614 \pm 14$ Ma; Marschik et al. 2005) and slightly younger than the ore in Bacaba deposit ($2,681 \pm 20$ Ma, satellite prospect of Sossego deposit, Monteiro et al. in press).

11.4. Cu-Ni mineralization and implications for exploration

The Cu-Ni mineralization hosted in the layered complex is epigenetic, occurring as disseminations or infilling veins, interstitial domains and brecciated bodies. Anomalous Cu and Ni concentrations associated to sulfide-rich rocks have a significant distribution along zones of intense hydrothermalism. Chemostratigraphy of drill core FD25 (Fig. 6) shows intervals up to tens of meters with high Cu (up to 13000 ppm), Ni (up to 2470 ppm) and Au contents (up to 240 ppb). Although primary magmatic concentration of Cu-Ni sulfides was not identified, the

contribution of the Ézio Complex as a source of Ni for the hydrothermal system may be considered.

Hydrothermal alteration is mainly controlled by EW fault zones cutting the Ézio Complex and extending to country rocks, as identified by exploratory surveys. These zones represent the locus of the Cu-Ni mineralization, occurring as narrow bands. These features indicate that the potential for IOCG ore is not limited to the Carajás Basin and mineral exploration should be extended to different lithotypes crosscut by Neoproterozoic regional shear zones. The proximity with IOCG deposits located along the southern WNW-SE-striking shear zone (e.g., Cristalino and Sossego) and similar characteristics of hydrothermal alteration sequences in the Ézio Complex support a favorable setting for Cu-Ni-Au deposits.

12. Conclusions

Hydrothermal systems evolve through complex interactions of fluid and rocks. The products of these systems (i.e., hydrothermal minerals) depend on the composition of host rocks and physical-chemical parameters of the hydrothermal fluids. This study in the Ézio Complex provides the opportunity to evaluate an IOCG-type hydrothermal system crosscutting layered mafic-ultramafic rocks with well-constrained compositions. Compared to heterogeneous compositions of volcano-sedimentary sequences, which are the common host rocks of IOCG-type deposits in Carajás, the metasomatic processes within predominantly gabbroic rocks in the Ézio Complex are better constrained.

The principal conclusions of this study are as follows:

1. Petrographic and geochemical data suggest a crystallization sequence defined as $Ol+Chr > Ol+Chr+Cpx > Cpx > Cpx+Pl$. The low proportion of ultramafic rocks and the $Fo_{69.83-67.58}$ composition of cumulus olivine suggest a moderately primitive parental magma.

2. The Sm-Nd isotopic results for the Ézio Complex indicate a Neoproterozoic crystallization age (2.77 ± 0.17 Ga). The slightly positive to negative ϵ_{Nd} ($T=2.74$ Ga) values (0.30 to -4.20) are compatible with contamination of the original mantle magma with older sialic crust. This suggestion is corroborated by variable T_{DM} ages of around 3.0 and 3.3 Ga, LREE enrichment and negative Nb-Ta anomalies. These features are also reported in other Neoproterozoic layered mafic-ultramafic intrusions in Carajás (ca. 2.76 Ga), suggesting similar magmatic processes.

3. Distinct effects of hydrothermal alteration are distributed in the Ézio Complex as: i) widespread distal zones with moderated altered magmatic rocks, wherein rocks partially preserve igneous texture and bulk rock compositions; and ii) intense metasomatic zones, conditioned by ductile-brittle EW faults through the complex, generating narrow bands of pervasively altered rocks.

4. Detailed petrographic studies indicate the paragenetic sequence of hydrothermal alteration and mineralization. Intense hydrothermal alteration evolves from early hornblende-plagioclase and scapolite alterations, followed by later biotite-potassic feldspar alteration, magnetite formation, chlorite-epidote alteration, Cu-Ni mineralization and a late stage with sericitization and vein infilling.

5. Copper-nickel sulfide mineralization postdates the main iron oxide stage and occurs (i) as brecciated rocks; (ii) in interstitial domains in clinopyroxenite; (iii) associated to chlorite-epidote alteration zones, and (iv) in chlorite and/or potassic feldspar veinlets. The highest concentrations of Cu-Ni sulfides occur within steeply dipping brecciated bodies. The assemblage comprises mainly pyrrhotite and chalcopyrite, minor pyrite and ilmenite, less than 1 vol.% of magnetite, pentlandite, rutile and sphalerite, as well as trace amounts of hematite, bornite, molybdenite, uraninite, native gold, native silver, baddeleyite, cobaltite and a Co + Ni sulphoarsenide.

6. Changes of physical-chemical parameters, such as decrease of temperature, salinity and increase of fO_2 , are progressively developed during evolution of paragenetic sequence. The alteration of higher temperature ($> 600^\circ\text{C}$) in the early stages contains Cpx and Cl-rich minerals. The estimated lower temperature for chlorite alteration ($< 300^\circ\text{C}$), associated to Cu-Ni mineralization, suggest a sharp cooling of the system. The last evolution stages involved mitigation of high Cl activities by a diluted aqueous fluid or Cl incorporation in hydrothermal minerals and/or variations of fO_2 , inducing mineralization deposition.

7. U-Pb titanite age of $2,620 \pm 14$ Ma for hydrothermal alteration suggests the timing of system cooling or isotopic resetting, and younger ages of $2,569 \pm 39$ Ma and $2,442 \pm 22$ Ma may be related to complex fluid/rock interactions or reactivation of regional structures.

8. Mineral compositions and litho-geochemical results suggest the presence of Cl^- , K, Fe, Ca, CO_2 , F^- and PO_4^{3-} in mineralizing fluids, allowing mobilization, transportation and deposition. A general similarity in chemical composition of syn-mineralization minerals and geochemical Fe oxide-Cu-Au-(Ni-LREE-U) signature with Cristalino and Sossego and satellite deposits could suggest a similar fluid evolution and metal sources. However, differences as the

absence of fluorite, predominance of hornblende and biotite alteration and occurrence of ilmenite as the main oxide phase show variations in fluid composition, host rock compositions, fO_2 and crustal level of the affected rocks.

Acknowledgements

This study was supported by CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) and VALE S.A. (Projeto 550398/2010-4). Analytical facilities of the Instituto de Geociências of the University of Brasília (UnB) provided additional support for this research. The authors acknowledge Anglo American Ltd for providing access for exploration data and support for field activities. This study is part of the first author's (Karen S. Silva) M.Sc. dissertation developed at the Instituto de Geociências (Universidade de Brasília). Karen S. Silva thanks CAPES-MEC (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Ministério da Educação) for the M.Sc. scholarship (23106.006119/2013-36). Cesar F. Ferreira Filho is a Research Fellow of CNPq since 1996, and acknowledges the continuous support through research grants and scholarships for the "Metalogênese de Depósitos Associados ao Magmatismo Máfico-Ultramáfico" Research Group.

References

- Albarède F, Télouk P, Blichert-Toft J, Boyet M, Agranier A, Nelson B (2004) Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochim Cosmochim Acta* 68, pp 2725-2744
- Anglo American (2003) Projeto Sul do Pará, Alvo Romar/Ézio. Relatório de pesquisa DNPM, unpublished
- Araújo OJB, Maia RGN, João XSJ, Costa JBS (1988) A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia, Anais, Belém-Brazil, p. 324-338
- Araújo OJB, Maia RGN (1991) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM/CPRM, 136 p
- Avelar VG, Lafon JM, Correia FC Jr, Macambira EMB (1999) O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev Bras Geocienc* 29:453-460
- Baker T (1998) Alteration, mineralization, and fluid evolution at the Eloise Cu-Au Deposit, Cloncurry District, Northwest Queensland, Australia. *Econ Geol* 93:1213-1236
- Ballhaus C, Glikson AY (1995) Petrology of layered mafic-ultramafic intrusions of the Giles Complex, western Musgrave Block, Western Australia. *AGSO, J Austr Geol Geophys* 16:69-89
- Barros CEM, Barbey P, Boullier AM (2001a) Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics* 343:93-109
- Barros CEM, Sardinha AS, Barbosa JPO, Krimski R, Macambira MJB (2001b) Pb-Pb and U-Pb zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás Metallogenetic Province,

- Northern Brazil. In: South American Symposium on Isotopic Geology, 3, Pucón, Chile, Proceedings, pp 94-97
- Bühn B, Pimentel MM, Matteini M, Dantas EL (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). *An Acad Bras Ciênc* 81(1):1–16
- Campbell IH (1985) The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib Mineral Petrol* 91:37-43
- Castro Filho LW, Mattos SC (1986) Depósitos de níquel laterítico de Jacaré e Jacarezinho, município de São Félix do Xingu – Pará. In: Schobbenhaus C (Coord) Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, 2:369-384
- Cathelineau M, Nieva D (1985) A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91:235-244.
- Cherniak DJ (1993) Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chem Geol* 110:177-194
- Corrêa SLA, Oliveira MP, Schwab RG (1984) Alguns aspectos mineralógicos e geoquímicos de laterita níquelífera do Vermelho, Serra dos Carajás, e suas implicações genéticas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais 4:1959-1968
- Costa JBS, Araújo OJB, Santos A, Jorge João XS, Macambira MJB, Lafon JM (1995) A província mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 7:199-235
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil (2004) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Araguaia (SB.22). Brasília, CPRM, escala: 1:1.000.000
- Dall'Agnol R, Lafon JM, Macambira MJB (1994) Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrol* 50:113-138
- Dall'Agnol R, Souza ZS, Althoff FJ, Barros CEM, Leite AAS, Jorge João XS (1997) General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Excursion Guide, pp 135-161
- Dall'Agnol R, Costi HT, Leite AA, Magalhães MS, Teixeira NP (1999) Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res* 95:9-39
- Dall'Agnol R, Oliveira MA, Almeida JAC, Althoff FJ, Leite AAS, Oliveira DC, Barros CEM (2006) Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol R, Rosa-Costa LT, Klein EL (eds) Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trip Guide. PRONEX-UFPA-SBGNO, Belém, pp 97-150
- Dardenne MA, Ferreira Filho CF, Meirelles MR (1988) The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *J South Am Earth Sci* 1:363-372
- DePaolo DJ (1981) Trace elements and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sc Lett* 53:189-202
- Dias GS, Macambira MJB, Dall'Agnol R, Soares ADV, Barros CEM (1996) Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SBG Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Resumos Expandidos... Belém, PA, pp 376-379

- Docegeo - Rio Doce Geologia e Mineração (1988) Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. 35º Congresso Brasileiro Geologia, Sociedade Brasileira de Geociências, Belém, Brazil, pp 11-59
- Dreher AM (2004) O depósito primário de Cu–Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, 221 p
- Enami M, Zang Q, Ying Y (1993) High-pressure eclogites in northern Jiangsu - southern Shandong Province, east China. *J Metamorph Geol* 11:589-603
- Feio GRL (2011) Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 205 p
- Ferreira Filho CF, Caçado F, Correa C, Macambira EMB, Siepierski L, Brod TCJ (2007) Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Contribuições à Geologia da Amazônia. SBG-NO 5:01-14
- Ferry JM, Spear FS (1978) Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib Mineral Petr* 66:113-117
- Figueiredo e Silva RC, Hagemann SG, Lobato LM, Rosiere CA, Banks DA, Davidson GJ, Vennemann T, Hergt J (2013) Hydrothermal fluid flow processes and evolution of the giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás mineral province, Brazil. *Econ Geol* 108:739-779
- Foster MD (1962) Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: US Geological Survey Professional Paper 414-A, 33 p
- Fournier RO (1983) Active hydrothermal systems as analogues of fossil systems. In: Eaton G (ed) The role of heat in the development of energy and mineral resources in the Northern Basin and Range Province. Geothermal Resources Council, Special Report 13:263-284
- Franz G, Spear FS (1985) Aluminous titanite from the Eclogite Zone, south central Tauern Window, Austria. *Chem Geol* 50:33-46
- Galarza MA, Macambira MJB (2002) Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein EL, Vasquez ML, Rosa-Costa LT (eds) Contribuições à Geologia da Amazônia, vol. 3. SBG/NN, Belém, pp 153-168
- Gibbs AG, Wirth KR, Hirata WK, Olszewski WJ (1986) Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev Bras Geocienc* 16:201-211
- Gioia SMCL, Pimentel MM (2000) The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An Acad Bras Ci* 72(2):219-245
- Gomes CH, Lindenmayer ZG (2003) Anfibólios cálcicos dos depósitos de Cu-Au de Gameleira, Salobo e Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará: minerais metamórficos ou hidrotermais? In: Ronchi LH, Althoff FJ (eds) Caracterização e modelamento de depósitos minerais, 1 ed, São Leopoldo, RS 1:119-145
- Graham CM, Powell R (1984) A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California. *J Metamorph Geol* 2:13-21
- Grainger CJ, Groves DI, Tallarico FHB, Fletcher IR (2008) Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geol Rev* 33:451-489

- Hanley JJ, Mungall JE (2003) Chlorine enrichment and hydrous alteration of the Sudbury Breccia hosting footwall Cu-Ni-PGE mineralization at the Fraser Mine, Sudbury, Ontario, Canada. *Can Mineral* 41:857-881
- Haynes DW (2000) Iron oxide copper(-gold) deposits: their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. *Austral Miner Found* 1:71-90
- Heaman LM (2009) The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evaluation of three mineral standards. *Chem Geol* 261:43-52
- Heim SL, Castro Filho LW (1986) Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingú, Pará. In: Schobbenhaus C, Coelho CES (eds) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília-DF, DNPM/CVRD 2:347-368
- Hirata WK, Rigon JC, Kadkaru K, Cordeiro AAC, Meireles EA (1982) Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: *Simp Geol Amaz*, 1, Belém, Anais, SBG/NO 1:100-110
- Hitzman MW (2000) Iron Oxide-Cu-Au deposits: What, Where, When and Why. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. *Austral Miner Found*, pp 9-25
- Hitzman MW, Oreskes N, Einaudi MT (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Res* 58:241-287
- Holdsworth RE, Pinheiro RVL (2000) The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás Fault Zone, Amazon, Brazil. *J Struct Geol* 22:1105-1123
- Holland T, Blundy J (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Miner Petrol* 116:443-447
- Huhn SRB, Santos ABS (1988) O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: Amaral AF, Ledsham EJ, Gouveia JL, Martins F (eds), *SBG-NNO, 35° Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, Anais 35:1438-1452
- Huhn SRB, Souza CIJ, Albuquerque MC, Leal ED, Brustolin V (1999) Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada - Região da Serra do Rabo - Carajás-PA. VI Simpósio de Geologia da Amazônia, pp 140-143
- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol* 211:47-69
- Khashgerel BE, Rye RO, Hedenquist JW, Kavalieris I (2006) Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au System, South Gobi, Mongolia. *Econ Geol* 101:503-522
- Kretz R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *Am Mineral* 68:277-279
- Lafon JM, Macambira MJB, Pidgeon RT (2000) Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro [CD-ROM]*
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur J Mineral* 9:623-651

- Lima HAF, Ferreira Filho CF, Pimentel MM, Dantas EL, Araújo SM (2008) Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *J South Am Earth Sci* 26:300-317
- Lindenmayer ZG (1990) Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Ph.D. thesis, University of Ontario, 407 p
- Lindenmayer ZG, Teixeira JBG (1999) Ore Genesis at the Salobo Copper Deposit, Serra dos Carajás. In: Silva MG, Misi A (eds) *Base Metal Deposits of Brazil*. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, pp 33-43
- Lobato LM, Figueiredo e Silva RC, Rosière CA, Zucchetti M, Baars FJ, Seoane JCS, Rios FJ, Monteiro AM (2005) Hydrothermal origin for the iron mineralisation, Carajás province, Pará State, Brazil. *Proceedings of Iron Ore Publication Series* 8:99-110
- Ludwig KR (2008) *Isoplot/Ex, Version 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 77 p
- Macambira EMB, Lafon JM (1995) Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Bol Mus Para Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 7:263-288
- Macambira EMB, Vale AG (1997) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Programa Grande Carajás: Folha SB-22-Y-B, São Félix do Xingu, Estado do Pará. Convênio DNPM/CPRM, 344 p
- Macambira EMB, Ferreira Filho CF (2002) Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In: Klein EL, Vasquez ML, Rosa Costa LT (eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. 3. SBG-Núcleo Norte, pp 105-114
- Machado N, Lindenmayer Z, Krogh TH, Lindenmayer ZG (1991) U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res* 49:329-354
- Manning CE, Bird DK (1986) Hydrothermal pyroxenes of the Skaergaard Intrusion. *Contrib Miner Petrol* 92:437-447
- Mark G, Oliver NHS, Williams PJ, Valenta RK, Crookes RA (2000) The evolution of the Ernest Henry hydrothermal system. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective*. Austral Miner Found, Adelaide, pp 123–136
- Marschik R, Mathur R, Ruiz J, Leveille R, Almeida AJ (2005) Late Archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os molybdenite ages. *Miner Deposita* 39:983–991
- McBirney AR (1996) The Skaergaard Intrusion. In: Cawthorn RG (ed) *Layered Intrusions*. Elsevier Science BV, pp 147-180
- Meireles EM, Hirata WK, Amaral AF, Medeiros Filho CA, Gato WC (1984) Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará: in SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Rio de Janeiro, Anais 5:2163-2174
- Mezger K, Rawnsley CM, Bohlen SR, Hanson GN (1991) U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondak Mts., New York. *J Geol* 99:415-418
- Mikuchi EJ, Ridley JR (1993) The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades – compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Miner Deposita* 28:469-481

- Monteiro LVS, Xavier RP, Carvalho ER, Hitzman MW, Johnson CA, Souza Filho CR, Torresi I (2008a) Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. *Miner Deposita* 43:129-159
- Monteiro LVS, Xavier RP, Hitzman MW, Juliani C, Souza Filho CR, Carvalho ER (2008b) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geol Rev* 34:317-336
- Mora CI, Valley JW (1989) Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interaction. *Am Mineral* 74:721-737
- Moreto CPN, Monteiro LVS, Xavier RP, Melo GHC, Silva MAD (2013) Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 3, Anais, Rio Grande do Sul [CD-ROM]
- Moreto CPN, Monteiro LVS, Xavier RP, Creaser RA, DuFrane SA, Melo GHC, Silva MAD, Tassinari CCG, Sato K (2015) Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Miner Deposita* 50:517-546
- Munoz JL (1984) F-OH and Cl-OH Exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Bailey SW (ed) *Micas*. *Rev Mineral*, 13, pp 469-493
- Munoz JL (1990) F and Cl contents of hydrothermal biotites: A re-evaluation. *Geol Soc Am, Abstracts with Programs*, 22, A135
- Nogueira ACR, Truckenbrod W, Costa JBS, Pinheiro RVL (1994) Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. *IV Simpósio de Geologia da Amazônia*, pp 363-364
- Olszewski WJ, Wirth KR, Gibbs AK, Gaudette HE (1989) The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Res* 42:229-254
- Pearce JA (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman DA (ed) *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12:79-113
- Pidgeon RT, Macambira MJB, Lafon JM (2000) Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem Geol* 166:159-171
- Pinheiro RVL, Holdsworth RE (1997) Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J Geol Soc Lond* 154:99-103
- Potts PJ (1987) *A Handbook of silicate rock analysis*. London, Blackie, pp 47-76
- Réquia K, Stein H, Fontboté L, Chiaradia M (2003) Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Miner Deposita* 38:727-738
- Robinson P, Spear FS, Schumaker JC, Laird J, Klein C, Evans BW, Doolan BW (1981) Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: Veblen D (ed) *Amphiboles and other Hydrous Pyriboles*. *Rev Mineral* 9B:1-228
- Rosa WD (2014) Complexos acamadados da Serra da Onça e Serra do Puma: geologia e petrologia de duas intrusões máfico-ultramáficas com sequência de cristalização distinta na Província Arqueana de Carajás, Brasil. Unpublished M.Sc. thesis, Universidade de Brasília, Brazil

- Sato K, Tassinari CCG (1997) Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseado em idades-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: SBG, Contribuições a Geologia da Amazônia, Belém, FINEP/Núcleo Norte, pp 91-142
- Schobbenhaus C, Campos DA, Derge GR, Asmus HE (1984) Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. DNPM-Departamento Nacional da Produção Mineral, 501 p
- Schumacher JC (1997) Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Can Mineral* 35:238-246
- Soares ADV, Santos AB, Vieira EA, Bella VM, Martins LPB (1994) Área Águas Claras: Contexto geológico e mineralizações. Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, Anais, SBG, pp 379-382
- Souza SRB, Macambira MJB, Scheller T (1996) Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Resumos Expandidos, SBG-Núcleo Norte, pp 380-382
- Souza ZS, Potrel A, Lafon JM, Althoff FJ, Pimentel MM, Dall'Agnol R, Oliveira CG (2001) Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Res* 109:293–315
- Su BX, Qin, KZ, Tang DM, Sakyi PA, Liu PP, Sun H, Xiao QH (2013) Late Paleozoic mafic-ultramafic intrusions in southern Central Asian Orogenic Belt (NW China): insight into magmatic Ni-Cu sulfide mineralization in orogenic setting. *Ore Geol Rev* 57:51-73
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. *J Geol Soc Lond, Special Publications*, 42:313-345
- Tallarico FHB (2003) O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, 229 p
- Tallarico FHB, Groves DI, Figueiredo BR, Grainger CJ, Beadry C (2005) Neoproterozoic and Paleoproterozoic metallogeny of the Carajás copper-gold belt. In: SBG (eds), *I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado. Extended Abstracts [CD-ROM]*
- Tassinari CCG, Macambira MJB (1999) Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22:174-182
- Teertstra DK, Sheriff BL (1996) Scapolite cell-parameter trends along the solid-solution series. *Am Mineral* 81:169-180
- Teertstra DK, Sheriff BL (1997) Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite. *Chem Geol* 136:233-260
- Teixeira AS, Ferreira Filho CF, Della Giustina MES, Araújo SM, Silva HHAD (2015) Geology, Petrology and Geochronology of the Lago Grande Layered Complex: Evidence for a PGE-Mineralized Magmatic Suite in the Carajás Province, Brazil. Submitted to *Ore Geol Rev*
- Trendall AF, Basei MAS, De Laeter JR, Nelson DR (1998) SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J South Am Earth Sci* 11:265-277
- Vasquez ML, Carvalho JMA, Sousa CS, Ricci PSF, Macambira EMB, Costa LTR (2008) Mapa Geológico do Pará em SIG. CPRM

- Villas RN, Santos MD (2001) Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Miner Deposita* 36:300-331
- Williams PJ, Barton MD, Johnson DA, Fontboté L, de Haller A, Mark G, Oliver NHS, Marschik R (2005) Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume, pp 371–405
- Wirth KR, Gibbs AK, Olszewski WJ Jr (1986) U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Rev Bras Geocienc* 16:195-200
- Xavier R, Monteiro LVS, Souza Filho CR, Torresi I, Carvalho ER, Dreher AM, Wiedenbeck M, Trumbull RB, Pestilho ALS, Moreto CPN (2010) The iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter TM (org). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. Advances in the Understanding of IOCG Deposits*. Adelaide, PGC Publishing 3:285-306
- Xavier RP, Monteiro LVS, Moreto CPN, Pestilho ALS, Melo GHC, Silva MAD, Aires B, Ribeiro C, Freitas e Silva FH (2012) The iron oxide copper-gold systems of Carajás Mineral Province, Brazil. In: *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: a tribute to Richard Sillitoe*. Special Publication of the Soc Econ Geol, 16:433-453
- Zang W, Fyfe WS (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Miner Deposita* 30:30-38

CONCLUSÕES

As principais conclusões são listadas a seguir:

1. Dados petrográficos e geoquímicos sugerem para o Complexo Ézio uma sequência de cristalização definida inicialmente por cristais cumulus de olivina e cromita (serpentinitos, peridotitos), seguido pela formação de Cpx e subsequente saída dos primeiros (formação de clinopiroxenitos) e a entrada de plagioclásio cumulus (rochas gabróicas). A predominância de rochas gabróicas no complexo, bem como a composição de forsterita na olivina do peridotito (Fo₆₉₋₆₇) sugerem composições relativamente mais fracionadas para o magma parental do complexo. A indicação da ocorrência de plagioclásio por dados litogeoquímicos como cristais intercumulus em serpentinitos e peridotitos e ampla ocorrência de fases com Ti reforçam esta questão.

2. A idade de cristalização magmática Neoarqueana de $2,77 \pm 0,17$ Ga por Sm-Nd é coeva com as idades dos demais complexos máfico-ultramáficos (ca. 2,76 Ga). Contaminação com crosta mais antiga é indicada por valores de $\epsilon_{Nd}(T = 2,74)$ ligeiramente positivos a variavelmente negativos (0,30 a -4,20), idades modelo T_{DM} de cerca de 3,0 e 3,3 Ga, enriquecimento relativo em LREE e Th e anomalias negativas de Nb e Ta. Estas feições são também comparáveis ao conjunto de intrusões acamadadas de Carajás, o que sugere a inclusão do Complexo Ézio como parte do evento magmático responsável pela formação destes corpos.

3. O Complexo Ézio é cortado por zonas de falha de direção aproximadamente EW que facilitam o influxo de fluidos, de forma que a alteração hidrotermal mais pervasiva e a mineralização de Cu-Ni se distribuem como estreitas zonas associadas. Em domínios mais distais do complexo, parte da textura ígnea e composição da rocha são preservados e composições dos minerais hidrotermais são fortemente controlados pela assembleia que constituía a rocha precursora.

4. A evolução paragnética se assemelha à zonação temporal de depósitos de Cristalino e Sossego, definida por alteração precoce com hornblenda-plagioclásio (albita-oligoclásio) e alteração superimposta com escapolita, seguida por alteração com biotita-feldspato potássico e posterior formação de magnetita (+ actinolita, grunerita e ferropirosmalita), cloritização e epidotização associados à mineralização de Cu-Ni, e um estágio tardio marcado por sericitização e preenchimento de veios.

5. A mineralização epigenética de Cu-Ni ocorre principalmente na matriz de corpos brechados e como disseminações intersticiais em clinopiroxenito, formados tardiamente aos principais estágios de formação de óxidos e em condições rúpteis. A assembleia consiste de

pirrotita e calcopirita predominantes, menores proporções de pirita, ilmenita, magnetita, pentlandita, rutilo, esfalerita e quantidades-traço de hematita, bornita, molibdenita, uraninita, ouro nativo, prata nativa, badeleíta, cobaltita e um sulfoarsenieta de Co + Ni.

6. Diferentes idades U-Pb por análises de titanita associada à alteração com biotita, entre 2,62 e 2,44 Ga, sugere o tempo de resfriamento do sistema, considerando interações complexas de fluido/rocha, ou abertura do sistema isotópico por eventos deformacionais e/ou térmicos.

7. Variação de parâmetros físico-químicos, como a diminuição da temperatura, salinidade e aumento de fO_2 , são progressivamente desenvolvidos durante a evolução da seqüência paragenética. A alteração de temperatura mais elevada ($> 600\text{ }^\circ\text{C}$) nos estágios iniciais pode conter Cpx ou granada e minerais ricos em Cl. Temperaturas mais baixas estimadas para a alteração com clorita ($< 300\text{ }^\circ\text{C}$), associado ao Cu-Ni mineralização, sugerem um acentuado resfriamento do sistema. O decréscimo de temperatura e mitigação das altas atividades de Cl pode ser em função do tempo, com a incorporação de Cl nos minerais hidrotermais, ou pelo influxo de um fluido diluído mais oxidado rico em S, induzindo a deposição de mineralização.

8. Resultados de química mineral e litogeoquímica sugerem a presença de Cl, K, Fe, Ca, CO_2 , F e PO_4 nos fluidos, promovendo mobilização, transporte e deposição. A semelhança geral na composição química de minerais syn-mineralização e geoquímica óxido de Fe-Cu-Au (Ni-ETRL-U) com assinatura Cristalino e Sossego e depósitos satélites poderia sugerir semelhante evolução do fluido e fonte de metais. No entanto, diferenças como a ausência de fluorita, predomínio de alteração com hornblenda e biotita e ocorrência de ilmenita como a principal fase de óxido mostram variações na composição do fluido, fO_2 , composição das rochas hospedeiras e nível crustal das rochas afetadas.

ANEXOS

Anexo I – Fichas petrográficas

Anexo II – Resultados de química mineral (microsonda)

Anexo I

Fichas petrográficas

Composição Modal

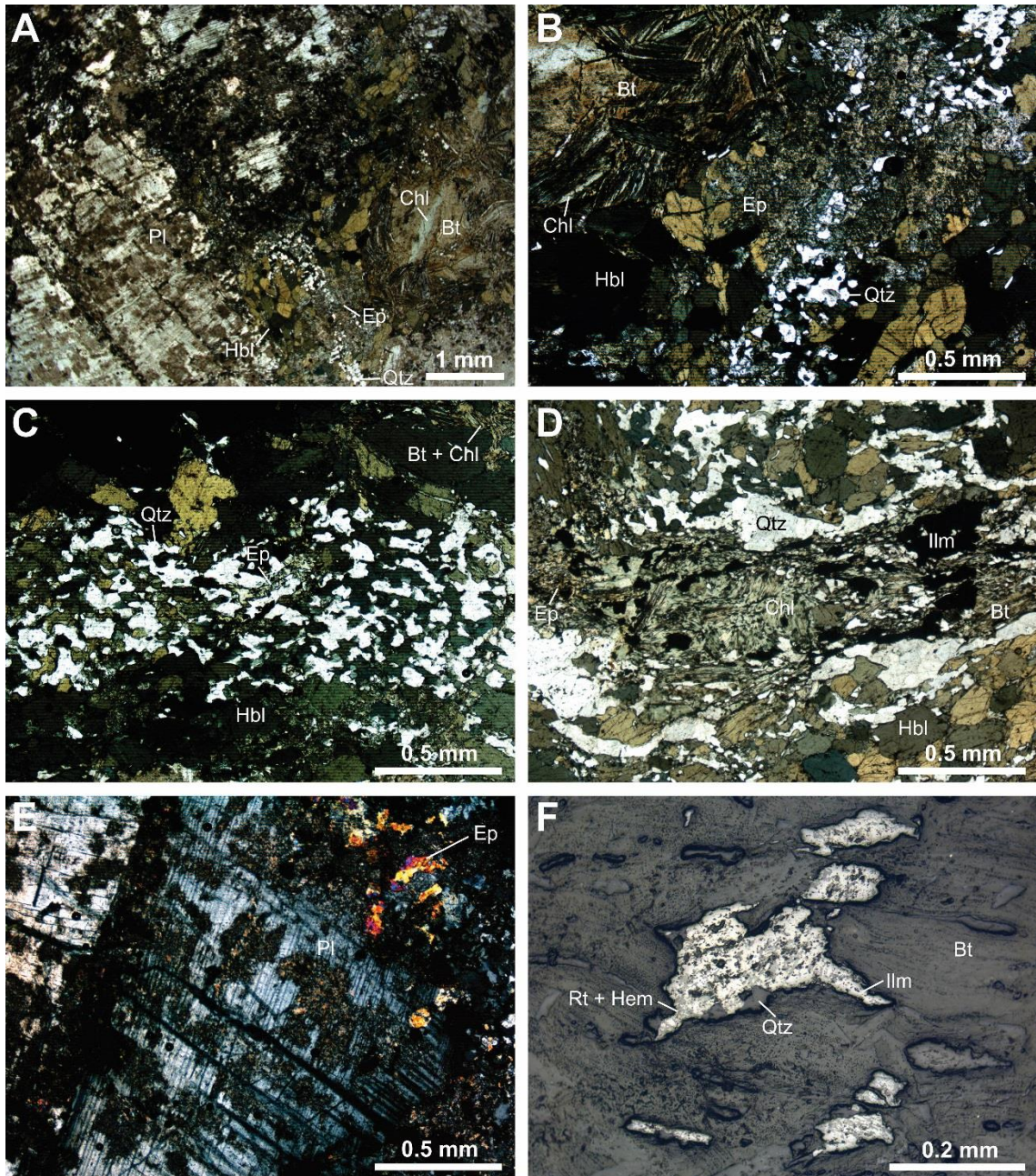
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio	50	Carbonato	< 1
Hornblenda	19	Muscovita	< 1
Quartzo	8	Titanita	< 1
Epidoto	7	Pirita	< 1
Clorita	4	Calcopirita	< 1
Biotita	3	Covelita-Digenita	< 1
Ilmenita	2	Esfalerita	< 1
Escapolita	1.5	Rutilo	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão grosso extensivamente alterada, com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais de plagioclásio com tendências tabulares e dimensões variáveis (< 5 mm) e domínios intersticiais recristalizados predominantemente para hornblenda e quartzo. Localmente, segregação de hornblenda e quartzo em bandas distintas com textura granoblástica pode ser formada. Domínios de alteração com escapolita, biotita, epidoto e clorita são bem distribuídos, e ilmenita e sulfetos ocorrem disseminados em meio a estes domínios.

Os cristais de plagioclásio comumente se apresentam parcial a fortemente saussuritizados, por vezes com recristalização nas bordas para cristais finos, e podem ou não exibir geminação lei da albita. A hornblenda (0.6 mm em média) forma cristais subédricos a euédricos predominantemente orientados ou ocorre de forma irregular em domínios ricos em quartzo, apresentando pleocroísmo variável de amarelo a verde escuro ou verde a verde azulado. Este anfibólio contém poucas inclusões de quartzo e se mostra parcialmente substituída por biotita, epidoto (\pm carbonato) ou clorita. Cristais de quartzo (< 0.2 mm) apresentam contatos poligonais e extinção ondulante. Lamelas de biotita (< 2 mm), com pleocroísmo de amarelo a marrom, formam uma alteração pervasiva em diferentes domínios da rocha, localmente em um arranjo lepidoblástico. Agregados de cristais anédricos de epidoto (< 0.2 mm) substituem plagioclásio, quartzo e hornblenda. A biotita associa-se com um pouco de quartzo e se mostra largamente substituída por clorita e, em menor abundância, epidoto. A escapolita forma finos cristais anédricos (< 0.2 mm) de alta cor de interferência como alteração do plagioclásio. A clorita ocorre em substituição à biotita, levando à formação de cristais muito finos de titanita ao longo das bordas ou clivagens da biotita como produto desta alteração. Raras lamelas muito finas de muscovita fazem parte da alteração do plagioclásio, da hornblenda e da biotita.

A ilmenita (< 0.15 mm) é irregular e intersticial à biotita, mostrando bordas levemente corroídas e alteração para rutilo e hematita. Os sulfetos consistem de pirita, calcopirita e esfalerita, associando-se a rutilo junto à alteração com clorita e epidoto. Cristais subédricos a euédricos de pirita (< 0.2 mm) ocorrem intersticialmente ou em fraturas do plagioclásio, apresentando comum oxidação nas bordas e podendo ser margeados por epidoto. A calcopirita (< 0.1 mm) pode apresentar duas coronas de alteração, a corona interna formada por lamelas muito finas de covelita associada à digenita e a corona externa formada por esfalerita.



Prancha EZ-01. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais médios tabulares de plagioclásio parcialmente saussuritizados e domínios de alteração intersticiais com hornblenda, quartzo, biotita, epidoto e clorita. B) Detalhe no domínio de alteração, formado por agregados granoblásticos de quartzo e incipientemente nematoblásticos de hornblenda em associação, substituídos por epidoto em arranjo granoblástico e lamelas de biotita sem orientação preferencial. A biotita é seletivamente substituída por clorita. Nicóis paralelos. C) Alteração com clorita, epidoto e sulfeto associados, substituindo a biotita e em meio a um domínio com quartzo em textura granoblástica e hornblenda em textura nematoblástica. Nicóis paralelos. D) Domínio de alteração com biotita e ilmenita e superposição da primeira com clorita e epidoto. Nicóis paralelos. E) Plagioclásio com tendência tabular exibindo geminação com padrão cruzado e parcialmente saussuritizado, com aspecto sujo e alterando nas bordas para epidoto. Nicóis cruzados. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cristais irregulares de ilmenita levemente corroídos por biotita e em contato com cristais anédricos muito finos de quartzo, mostrando alteração parcial para rutilo e hematita.

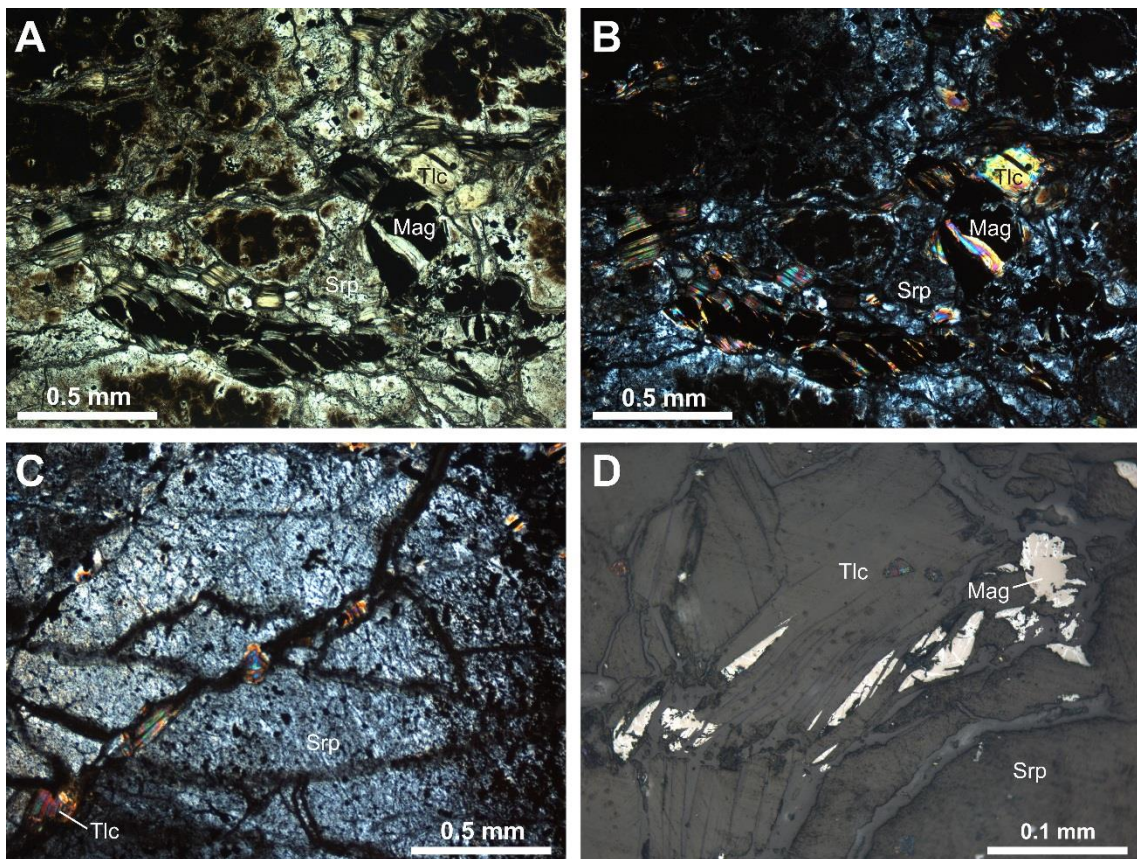
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Serpentina	80	Magnetita	3.5
Talco	16	Cromita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha ultramáfica completamente serpentinizada, magnética, com textura mesocumulática a adcumulática preservada por pseudomorfos de olivina. A rocha é constituída de serpentina predominante, magnetita, talco e clorita como minerais secundários e relictos de cromita inclusos na olivina. Forte alteração argilosa de coloração marrom ocorre como produto da olivina.

A serpentina é lamelar, com continuidade óptica por vezes ao longo de todo o pseudomorfo. Lamelas de talco (< 0.8 mm), com leve pleocroísmo de incolor a amarelo pálido, ocorrem ao longo de fraturas e bordas dos pseudomorfos de olivina e ocorrem associados com serpentina e cristais irregulares a alongados de magnetita (< 0.7 mm). Martitização fraca a moderada é comumente observada. Cristais irregulares a euédricos de cromita (< 0.1 mm) são parcialmente absorvidos e formam uma margem de alteração com serpentina.



Prancha EZ-05. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando serpentina com textura em malha muito fina associada a finos cristais irregulares de magnetita e lamelas de talco. Uma alteração argilosa de coloração marrom ocorre em diversos domínios como produto da olivina que formava a rocha original. C) Hábito preservado de olivina completamente pseudomorfizada por serpentina, e lamelas de talco ao longo de fraturas. Nicóis cruzados. D) Fotomicrografia em luz refletida mostrando cristais finos irregulares ou alongados de magnetita associados ao talco e à serpentina. Fraca martitização é marcada por lamelas de hematita ao longo de três direções de clivagens da magnetita.

Composição Modal

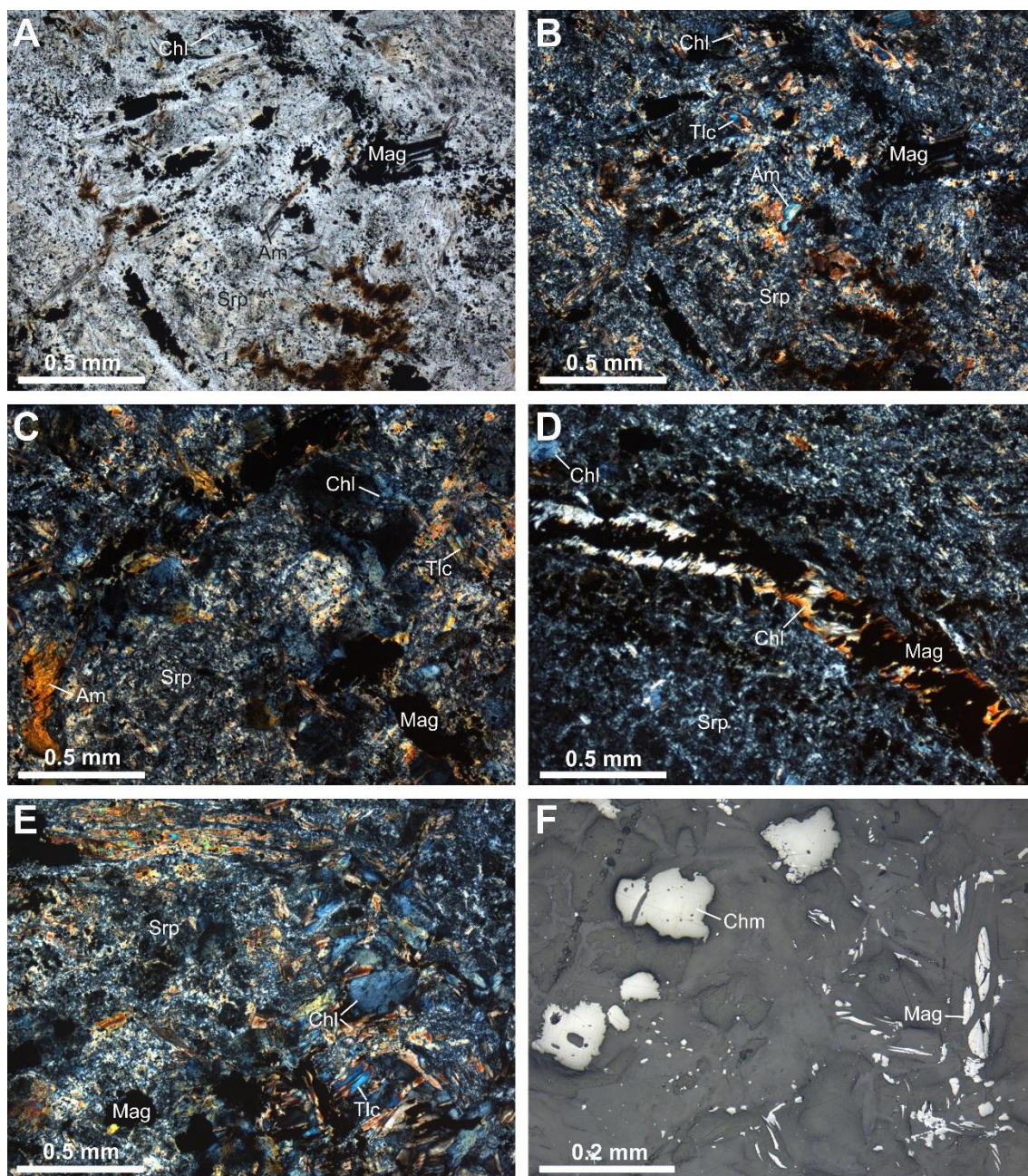
Mineral	%	Mineral	%
Serpentina	80	Talco	5
Clorita	7	Magnetita	2
Anfibólio	5	Cromita	1

Descrição Microscópica

Rocha ultramáfica completamente serpentizada, magnética, constituída principalmente por serpentina, também magnetita, talco e clorita como minerais secundários. Domínios argilosos de coloração marrom escura indicam ser produto de alteração do mineral que originalmente formava a maior parte da rocha.

A serpentina forma textura em malha muito fina, com fibras e lamelas incolores e tendendo a uma coloração amarela nas proximidades com a magnetita. Cristais de anfibólio (< 0.2 mm) apresentam cor de interferência baixa a alta, extinção reta e bordas corroídas, podendo exibir extinção ondulante e clivagens levemente dobradas. Cristais prismáticos de piroxênio são completamente pseudomorfizados por serpentina e concentrações de magnetita, embora o hábito se mantenha preservado, usualmente gerando lamelas de talco (0.2 mm em média) e clorita (0.1 mm em média). Duas gerações de clorita são observadas, visto por lamelas com cor de interferência amarela, que parecem associadas à serpentina, e lamelas com cor de interferência azul, que parece tardia e pode substituir a primeira. Ambas apresentam pleocroísmo fraco de incolor a verde pálido e não mostram orientação preferencial.

Cristais irregulares de cromita (< 0.2 mm), com bordas corroídas e parcialmente alterados para magnetita, ocorrem dispersos. A magnetita (< 0.1 mm) ocorre como cristais alongados ou irregulares em meio à serpentina, geralmente associados a lamelas de clorita e talco, ou como esparsas concentrações de cristais euédricos ao longo de cristais alongados de provável piroxênio, estes quase completamente pseudomorfizados por serpentina. Fraca martitização é comumente observada. Finos veios de magnetita e serpentina cortam toda a trama.



Prancha EZ-06. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando serpentina com textura em malha muito fina associada a cristais irregulares finos a muito finos de magnetita. Concentrações de cristais euédricos de magnetita associados à serpentina pseudomorfizam cristais alongados de provável piroxênio. Poucos cristais irregulares finos de anfibólio são preservados e uma alteração argilosa de coloração marrom ocorre em alguns domínios como produto da olivina que formava a rocha original. C) Serpentina com textura em malha muito fina associada a cristais irregulares muito finos de magnetita e lamelas muito finas de clorita e talco na alteração dos minerais primários. Notar cristal de hornblenda em desequilíbrio, com bordas corroídas. Nicóis cruzados. D) Veio fino constituído por serpentina e magnetita que corta a trama formada por serpentina e clorita. Nicóis cruzados. E) Resquícios de provável piroxênio (topo esquerdo da imagem) em meio à alteração por serpentina, com textura em malha muito fina, cristais irregulares muito finos de magnetita e lamelas muito finas de talco. Duas gerações de clorita são observadas, discriminadas pelas cores de interferência amarela e azul. Nicóis cruzados. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cristais irregulares finos de cromita, com bordas corroídas, e cristais alongados de magnetita, submetidos a leve martitização.

Composição Modal

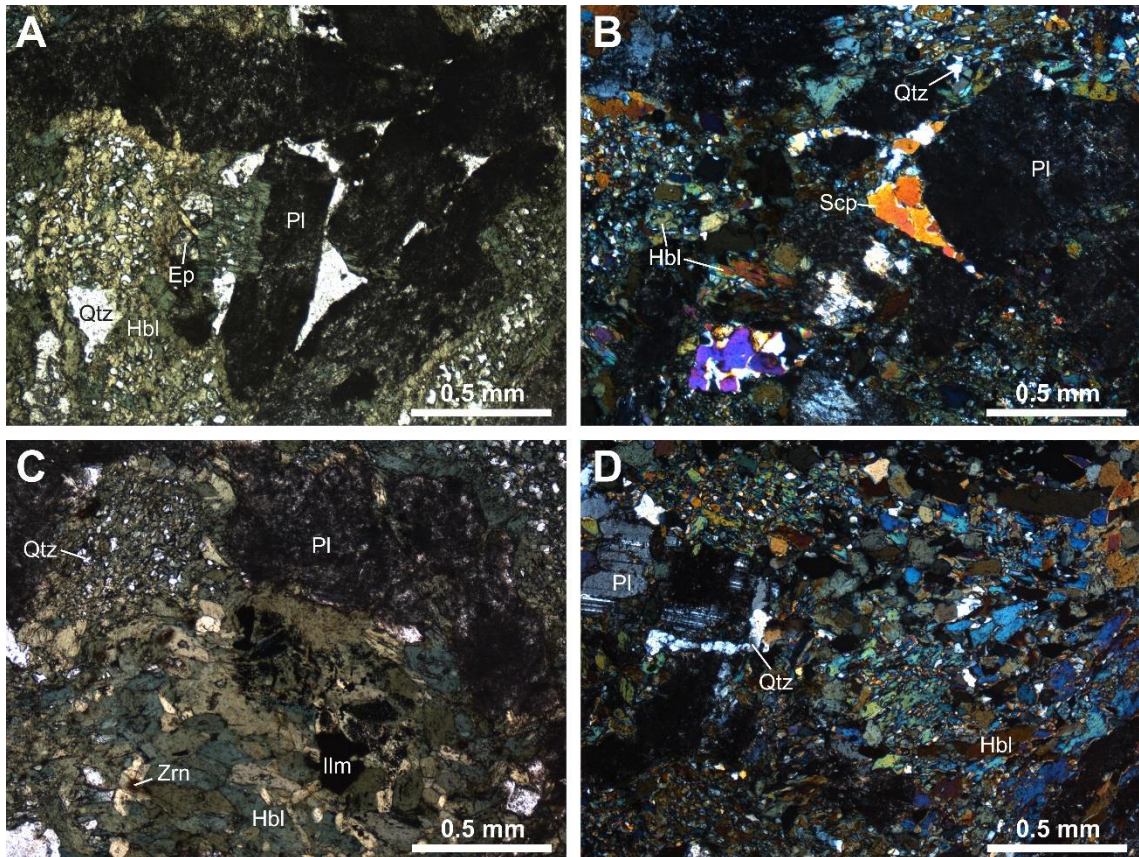
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	55	Titanita	< 1
Plagioclásio	32	Zircão	< 1
Quartzo	6.5	Pirita	< 1
Escapolita	5	Calcopirita	< 1
Ilmenita	< 1	Pirrotita	tr
Epidoto	< 1	Rutilo	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio com textura ígnea intersticial preservada, porém extensivamente transformada, constituída de fenocristais tabulares de plagioclásio e domínios intersticiais extensivamente recristalizados para hornblenda, quartzo e escapolita. Ilmenita primária intersticial é parcialmente preservada e titanita, epidoto, zircão, rutilo e sulfetos ocorrem como minerais acessórios intersticiais.

Os cristais de plagioclásio (< 2 mm) são parcial a completamente saussuritizados, com aspecto sujo, bordas levemente corroídas e geminação lei da albita. A hornblenda (< 0.6 mm), com pleocroísmo variável de amarelo a verde escuro ou verde a verde azulado, forma cristais finos a médios subédricos predominantemente orientados, cristais médios sem orientação preferencial ricos em inclusões de quartzo ou intercrescimentos muito finos (< 0.1 mm) com quartzo. Cristais anédricos de quartzo (< 0.3 mm) e escapolita (< 0.6 mm) são intersticiais e podem se formar ao longo das bordas do plagioclásio. Raros cristais de titanita (< 0.1 mm) e epidoto (< 0.2 mm) podem margear, respectivamente, a ilmenita e o rutilo.

Relictos irregulares de ilmenita (< 0.3 mm) são parcialmente substituídos por hornblenda, com resquícios em formas vermiculares no interior do anfibólio. Os sulfetos consistem de calcopirita, pirita e pirrotita, associados a raros cristais anédricos de rutilo (< 0.05 mm).



Prancha EZ-07A. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando textura ígnea intersticial preservada, com cristais tabulares médios completamente alterados distribuídos em uma matriz extensivamente recristalizada para quartzo irregular, cristais muito finos de epidoto e um intercrescimento muito fino de hornblenda e quartzo. B) Intercrescimentos muito finos de hornblenda-quartzo e cristais anédricos finos de escapolita intersticiais e formados ao longo das bordas do fenocristal de plagioclásio de aspecto sujo. Nicóis cruzados. C) Cristais tabulares médios de plagioclásio completamente saussuritizados e restos de ilmenita primária parcialmente substituída por hornblenda nos domínios intersticiais. A hornblenda ocorre como cristais finos orientados ou intercrescimentos muito finos com quartzo. Cristais muito finos de zircão são raros e formam halos pleocróicos de cor marrom na hornblenda. Nicóis paralelos. D) Cristais finos de hornblenda em textura nematoblástica e cristais finos a muito finos de quartzo intersticiais e formados ao longo das bordas do cristal médio de plagioclásio, este parcialmente saussuritizado e exibindo geminação lei da albita. Nicóis cruzados.

Composição Modal

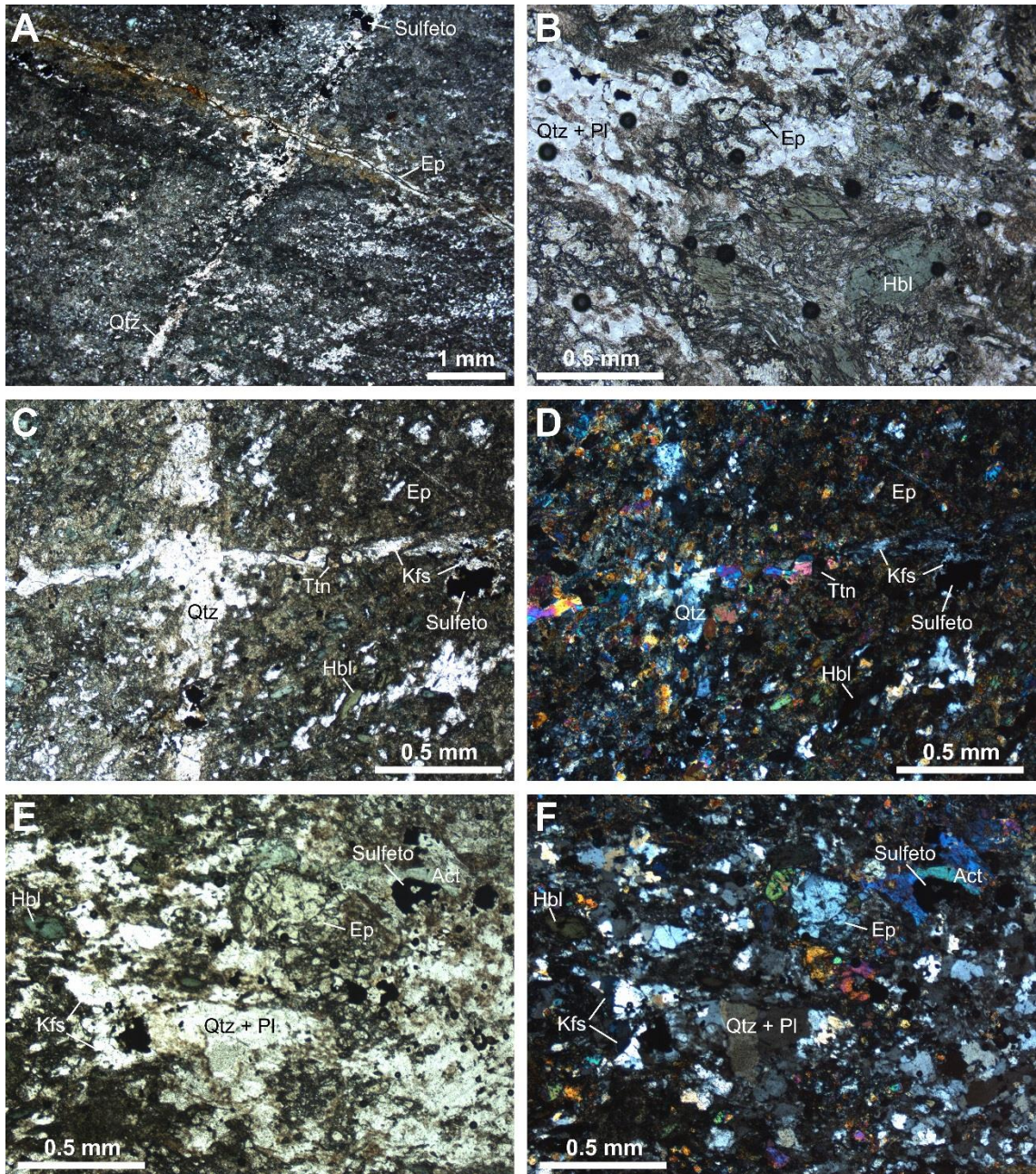
Mineral	%	Mineral	%
Epidoto/zoisita	45	Actinolita	< 1
Plagioclásio	24	Grunerita	< 1
Quartzo	15	Titanita	< 1
Hornblenda	7	Pirrotita	< 1
Feldspato potássico	4	Calcopirita	< 1
Prehnita	1	Pirita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha de grão fino extensivamente alterada, com predomínio de epidotização e menor escapolitização em uma rocha previamente formada por domínios ricos em quartzo e plagioclásio em textura granoblástica e domínios com hornblenda em textura nematoblástica. Titanita e sulfetos ocorrem como minerais acessórios intersticiais. Um veio muito fino de quartzo, plagioclásio e epidoto é cortado perpendicularmente por veios de feldspato potássico e epidoto, de clorita, plagioclásio e prehnita (?) e de epidoto e um conteúdo ferruginoso.

Cristais irregulares muito finos (< 0.15 mm) de plagioclásio e quartzo formam agregados com contatos irregulares, o primeiro parcial a fortemente saussuritizado e podendo apresentar geminação lei da albita e o último com extinção ondulante. A hornblenda (0.2 mm em média), com pleocroísmo variável de amarelo a verde, ocorre como cristais anédricos a subédricos dispersos ou localmente concentrados, parcialmente corroídos e raramente substituídos por grunerita. Cristais arredondados de epidoto (0.1 mm em média) são bem distribuídos, substituindo cristais de plagioclásio e hornblenda. O feldspato potássico ocorre como agregados de cristais irregulares margeando o sulfeto ou em veios. Cristais subédricos de titanita (< 0.1 mm) ocorrem associados à hornblenda ou à alteração de plagioclásio por epidoto. Cristais anédricos de quartzo (< 0.2 mm) e prehnita (?) (< 0.2 mm) são intersticiais e podem se formar ao longo das bordas do plagioclásio.

Os sulfetos consistem de cristais anédricos de pirrotita (< 0.15 mm) e calcopirita (< 0.1 mm) e subédricos a euédricos de pirita (< 0.1 mm). Tal assembleia é intersticial ou ocorre em veios finos. A calcopirita é comumente margeada por feldspato potássico e a pirrotita está presente no veio de quartzo, plagioclásio e epidoto e no veio de clorita, plagioclásio e prehnita (?).



Prancha EZ-07B. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando alteração pervasiva de epidoto em rocha previamente formada por cristais de plagioclásio, quartzo e hornblenda. Veio de quartzo, epidoto e sulfeto atravessa toda a trama, sendo cortado perpendicularmente por um veio preenchido por epidoto e conteúdo ferruginoso. B) Cristais finos de hornblenda com bordas corroídas em meio a um agregado granoblástico de quartzo e plagioclásio, todos sujeitos à alteração superimposta com epidoto. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando forte epidotização, com poucos domínios com quartzo e hornblenda preservados. Veio de quartzo e epidoto e veio de feldspato potássico e escapolita se cortam perpendicularmente. E) e F) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando agregado fino a muito fino de cristais irregulares de quartzo e plagioclásio, este parcialmente substituído epidoto, actinolita e sulfeto.

Composição Modal

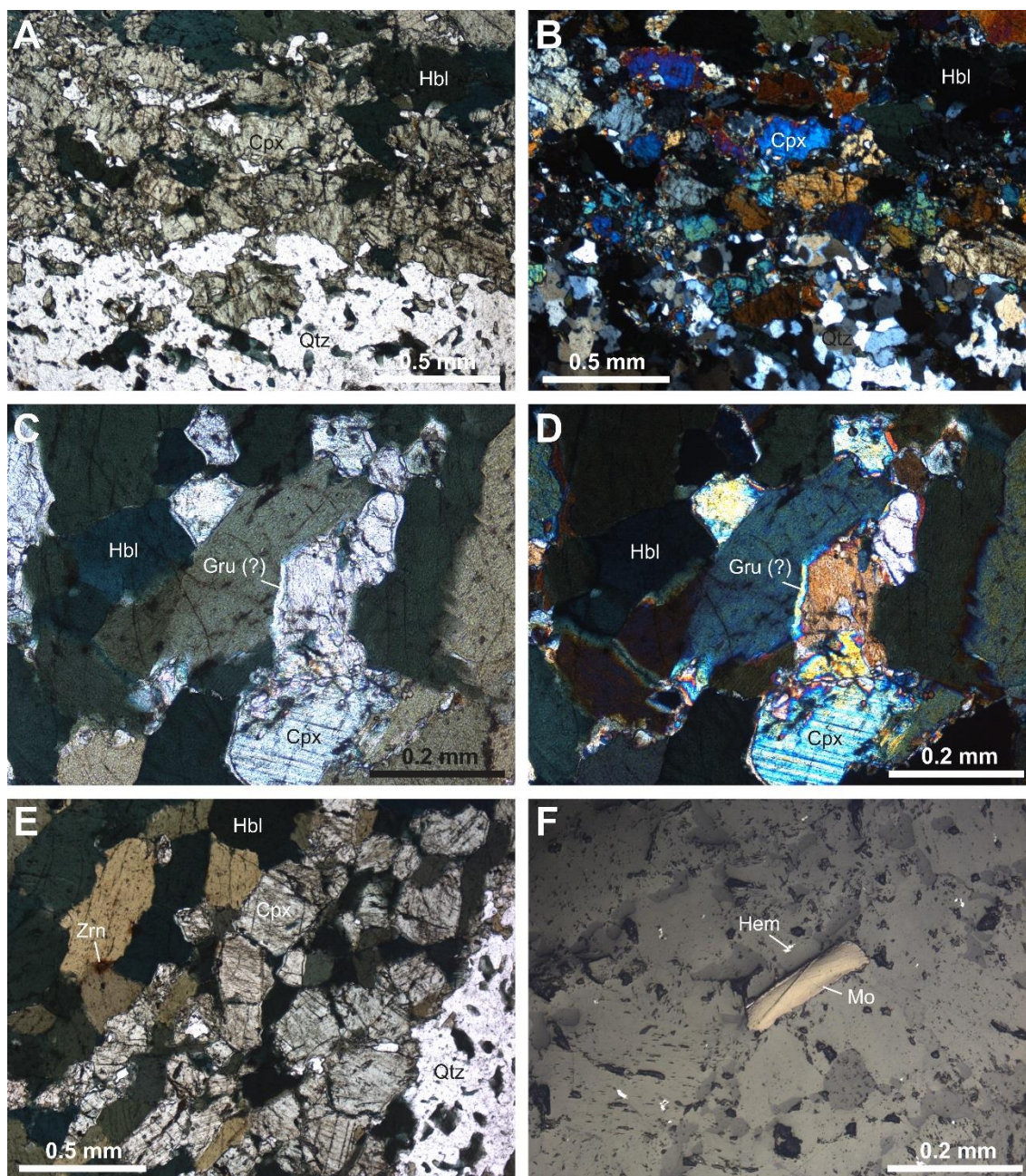
Mineral	%	Mineral	%
Clinopiroxênio	42	Apatita	< 1
Hornblenda	35	Hematita	< 1
Quartzo	22	Zircão	< 1
Molibdenita	< 1	Allanita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha bandada de grão fino, com alternância de bandas em que predominam hornblenda, clinopiroxênio ou quartzo. A textura é predominantemente granoblástica, embora localmente a hornblenda se disponha em um arranjo nematoblástico paralelo ao bandamento. Zircão (< 0.1 mm), allanita (< 0.1 mm) e apatita (< 0.2 mm), epidoto (< 0.2 mm) são minerais acessórios associados à hornblenda.

Cristais de hornblenda (0.85 mm em média) exibem pleocroísmo variável de amarelo escuro a verde escuro ou em tons de verde azulado e contêm inclusões de quartzo e apatita. Cristais anédricos de clinopiroxênio (0.5 mm em média) mostram pleocroísmo de incolor a verde claro. O contato com a hornblenda gera frequentes margens descontínuas de grunerita (?) se formam na interface entre hornblenda e piroxênio. Cristais anédricos de quartzo (0.4 mm em média) exibem contatos interlobados e migração de borda de grão. Resquílios irregulares de hornblenda e piroxênio, orientados diagonalmente ao bandamento, ocorrem por todo o domínio rico em quartzo. Raros cristais subédricos a euédricos muito finos de apatita ocorrem junto ao quartzo, e de zircão e allanita são intersticiais ou inclusos à hornblenda, formando halos pleocróicos avermelhados.

Sulfeto e óxido são escassos, consistindo em molibdenita e hematita. Lamelas de molibdenita (< 0.4 mm) encontram-se dispersas nas diferentes bandas. Lamelas de hematita (< 0.05 mm) formam-se principalmente em clivagens, fraturas e bordas do piroxênio.



Prancha EZ-08. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando o hidrotermalito bandado marcado pela alternância de bandas com cristais finos anédricos de Cpx e hornblenda em arranjo nematoblástico incipiente, e bandas de quartzo predominante em arranjo granoblástico. No domínio rico em cristais finos de quartzo, que exibem contatos interlobados e migração de borda de grão, os cristais de Cpx e hornblenda são irregularmente distribuídos. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristais anédricos de hornblenda orientados e Cpx, com as interfaces por vezes gerando margens de grunerita (?). E) Domínio rico em hornblenda, com textura nematoblástica bem marcada, domínio rico em Cpx anédrico com hornblenda intersticial e domínio com quartzo predominante em textura granoblástica. Cristal muito fino de zircão produz um halo pleocróico avermelhado na hornblenda. F) Lamela de molibdenita e cristais anédricos muito finos de hematita em meio aos silicatos.

Composição Modal

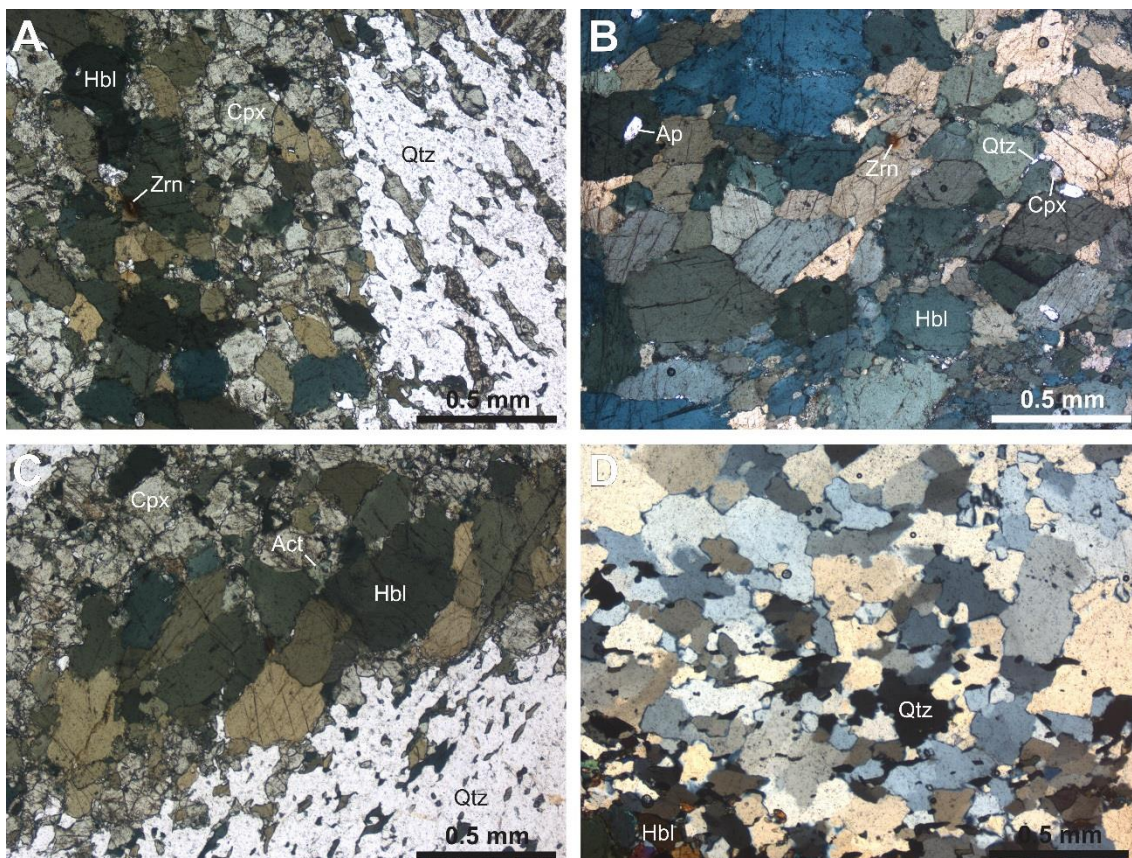
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	40	Zircão/Allanita	< 1
Quartzo	35	Epidoto	< 1
Clinopiroxênio	22	Carbonato	< 1
Actinolita	1	Molibdenita	< 1
Apatita	< 1	Hematita	< 1
Grunerita	< 1		

Descrição Microscópica

Rocha bandada de grão fino, com alternância de bandas em que predominam hornblenda, clinopiroxênio ou quartzo. A textura é granoblástica, embora haja domínios em que a hornblenda se disponha em um arranjo nematoblástico diagonalmente ao bandamento. Zircão (< 0.1 mm), allanita (< 0.1 mm), apatita (< 0.2 mm), epidoto (< 0.2 mm) são minerais acessórios associados à hornblenda, e raros cristais irregulares de carbonato (< 0.2 mm) ocorrem em meio ao quartzo.

Cristais de hornblenda (0.5 mm em média) exibem pleocroísmo variável de amarelo escuro a verde escuro ou em tons de verde azulado, contêm inclusões de apatita e podem exibir textura em peneira com o quartzo. Recristalização em cristais muito finos e alteração nas bordas para actinolita é comum. Cristais anédricos de clinopiroxênio (0.5 mm em média) mostram pleocroísmo de incolor a verde claro e, por vezes, aspecto levemente sujo. Localmente, margens descontínuas de grunerita (?) se formam na interface entre hornblenda e piroxênio. Cristais anédricos de quartzo (< 1.4 mm) exibem contatos interlobados e migração de borda de grão. Resquílios irregulares de hornblenda e piroxênio, orientados diagonalmente ao bandamento, ocorrem por todo o domínio rico em quartzo. Cristais subédricos a euédricos muito finos de zircão e allanita ocorrem inclusos ou intersticiais à hornblenda, formando fortes halos pleocróicos. Raros cristais subédricos de epidoto, com pleocroísmo de incolor a amarelo, ocorrem em substituição ao clinopiroxênio.

Sulfeto e óxido são escassos, consistindo em molibdenita e hematita. Lamelas de molibdenita (< 0.25 mm) encontram-se dispersas nas diferentes bandas. Lamelas de hematita (< 0.05 mm) se formam principalmente a partir da alteração do piroxênio, nas clivagens, fraturas e bordas.



Prancha EZ-08B. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando o hidrotermalito bandado marcado pela alternância de bandas com cristais finos anédricos de hornblenda, Cpx ou quartzo predominante. Cristais de hornblenda mostram uma orientação incipiente oblíqua ao bandamento, assim como os cristais de Cpx irregulares alongados em meio ao domínio rico em quartzo, enquanto que as bandas ricas em Cpx e em quartzo ocorrem como agregados granoblásticos. Cristal muito fino de zircão produz um halo pleocróico marrom na hornblenda. B) Domínio rico em hornblenda, definido por um agregado de cristais finos a médios em textura nematoblástica incipiente. Nicóis paralelos. C) Bandas com cristais anédricos de hornblenda, Cpx ou quartzo predominante. Cristais de hornblenda com textura nematoblástica bem marcada diagonal ao bandamento e com bordas mais claras em poucos domínios, formadas por actinolita. Nicóis paralelos. D) Agregado de cristais finos de quartzo com contatos interlobados e mostrando migração de borda de grão. Nicóis cruzados.

Composição Modal

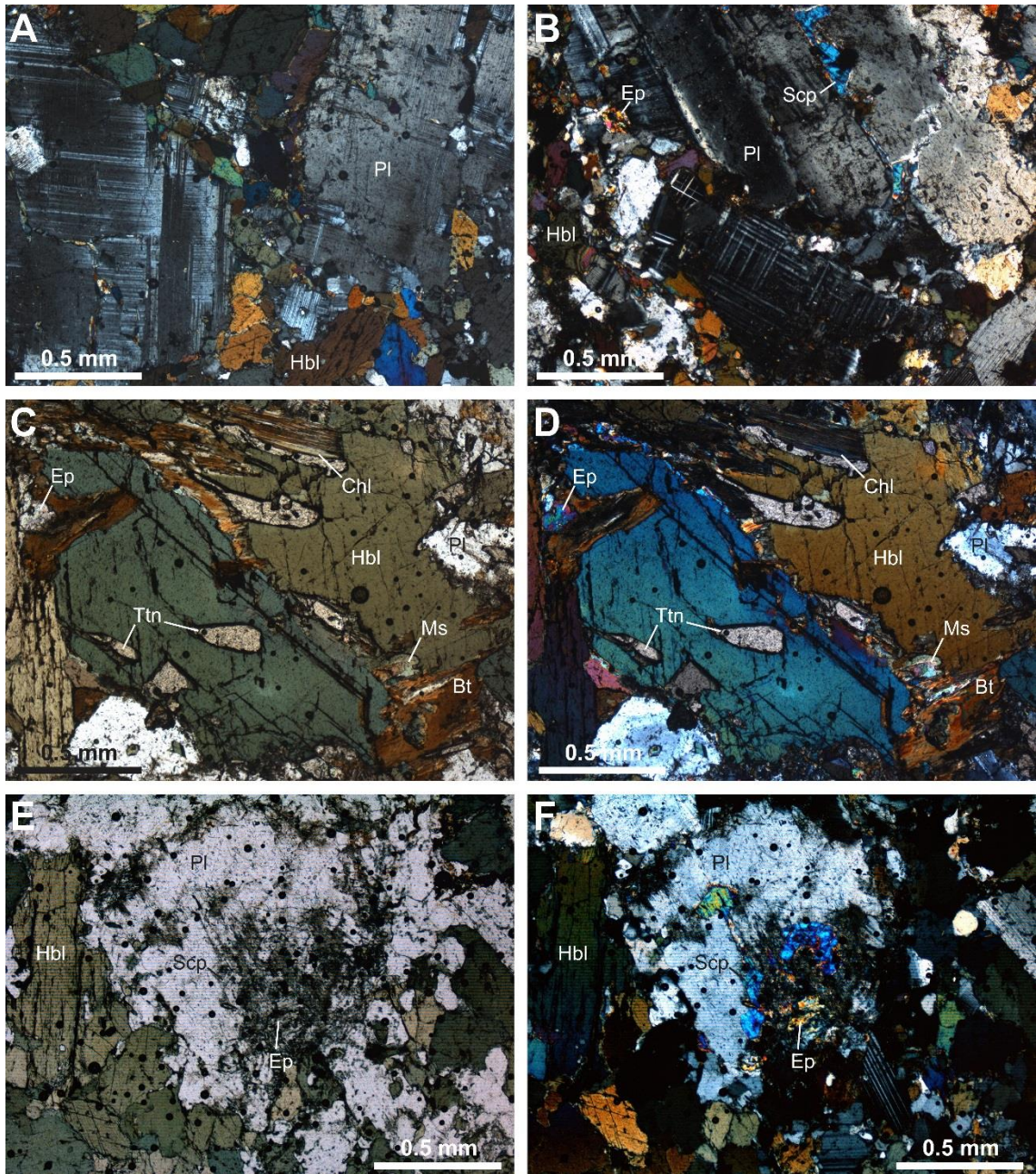
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	45	Quartzo	1.3
Plagioclásio	35	Pirrotita	1.1
Escapolita	6	Muscovita	< 1
Epidoto	3	Turmalina	< 1
Biotita	3	Rutilo	< 1
Titanita	2.5	Zircão	tr
Clorita	2	Pirita	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente alterada, com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais de plagioclásio com tendências tabulares e dimensões variáveis (< 4.1 mm, 1.65 mm em média) e interstícios completamente recristalizados para hornblenda e quartzo em textura granoblástica. Domínios de alteração com escapolita (\pm turmalina), biotita (\pm titanita), epidoto e/ou clorita são dispersos, e sulfetos e óxido ocorrem associados aos dois últimos. Raros cristais de zircão (< 0.05 mm) são também observados.

Os cristais de plagioclásio podem se apresentar parcial a fortemente saussuritizados, com recristalização nas bordas que gera cristais finos, além de exibir geminação lei da albite, albite-Carlsbad, em padrão cruzado não homogêneo no cristal e geminações de deformação. Feições semelhantes a texturas mimerquíticas são observadas ocasionalmente. Cristais subédricos de hornblenda (< 2.2 mm, 0.85 mm em média) mostram pleocroísmo de amarelo a verde escuro e são zonados em alguns domínios, com núcleo castanho e borda esverdeada. A hornblenda apresenta inclusões de plagioclásio e quartzo e, por vezes, é parcialmente substituída por biotita, epidoto ou clorita. Lamelas de biotita (< 0.85 mm), com pleocroísmo de amarelo a marrom, associam-se a cristais anédricos de titanita e irregulares de epidoto na substituição seletiva da hornblenda. A biotita é largamente substituída por clorita com cor de interferência azul anômala e, em menor abundância, muscovita. A escapolita (0.3 mm em média) forma finos cristais anédricos (< 0.4 mm) de alta cor de interferência que substituem o plagioclásio nas bordas e ao longo de fraturas. Cristais irregulares de epidoto formam domínios de alteração do plagioclásio junto à escapolita. Raros cristais euédricos de turmalina (< 0.1 mm) ocorrem próximos à alteração com escapolita.

Os sulfetos presentes são a pirrotita (< 0.1 mm) e traços de pirita (< 0.05 mm), ocorrendo intersticialmente como cristais anédricos. Rutilo (< 0.1 mm) forma cristais subédricos a euédricos associados à alteração com epidoto, ou cristais irregulares em meio à alteração por clorita. Cristais subédricos a euédricos de pirita (< 0.2 mm) ocorrem intersticialmente, apresentando comum oxidação nas bordas e podendo ser margeados por epidoto, ou em fraturas.



Prancha EZ-09. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis cruzados mostrando fenocristais tabulares de plagioclásio pouco recristalizados para cristais muito finos e cristais subédricos de hornblenda intersticiais ou preenchendo fraturas, sem orientação preferencial. O plagioclásio exibe geminação geralmente com padrão cruzado. B) Relictos médios a finos de plagioclásio, substituídos nas bordas ou fraturas por epidoto e escapolita, e cristais subédricos intersticiais de hornblenda. O plagioclásio recristaliza parcialmente para cristais muito finos e apresenta geminação em padrão cruzado. Nicóis cruzados. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando lamelas muito finas de biotita como alteração da hornblenda e associada a cristais irregulares de titanita e epidoto. A biotita é parcialmente alterada por clorita e muscovita. Cristais de plagioclásio podem ser levemente saussuritizados. E) e F) Alteração do plagioclásio para escapolita e epidoto, adquirindo um aspecto sujo neste domínio. A hornblenda forma cristais subédricos sem uma orientação preferencial.

Composição Modal

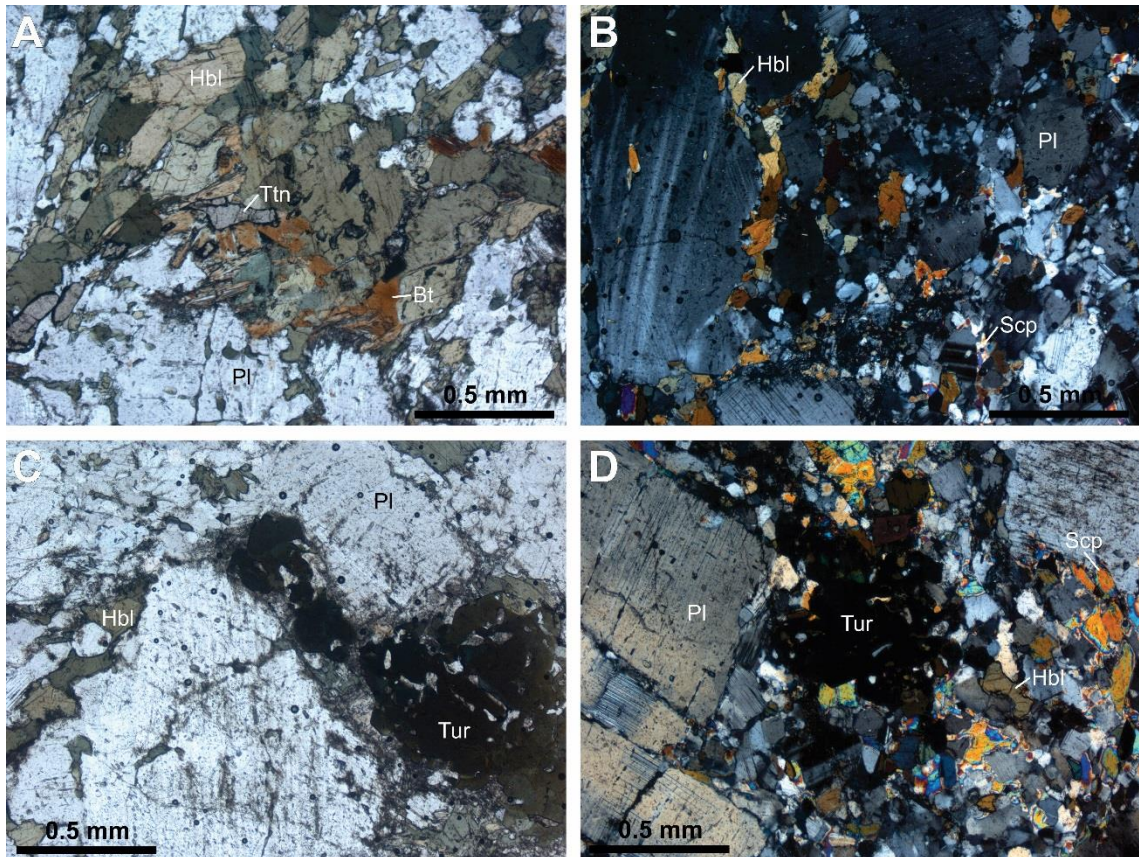
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio	68	Apatita	< 1
Hornblenda	10	Prehnita	< 1
Escapolita	8.5	Clorita	< 1
Biotita	5	Feldspato potássico	tr
Turmalina	3	Pirrotita	tr
Titanita	2	Rutilo	tr
Epidoto	1.5	Zircão	tr
Quartzo	1.4		

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio moderadamente transformada, com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais de plagioclásio com tendências tabulares e dimensões variáveis (< 5 mm) e interstícios completamente recristalizados para hornblenda em textura nematoblástica e quartzo em textura granoblástica. Domínios de alteração com escapolita (\pm turmalina), biotita (\pm titanita) e/ou epidoto são dispersos, e sulfeto e óxido ocorrem associados ao último. Raros cristais de zircão (< 0.05 mm) são também observados.

O plagioclásio pode se apresentar parcialmente saussuritizado, com recristalização nas bordas que gera cristais finos a muito finos, além de exibir geminação lei da albite e geminação em padrão cruzado não homogêneo no cristal. Feições semelhantes a texturas mimerquíticas são observadas ocasionalmente. Cristais subédricos de hornblenda (< 1.5 mm, 0.6 mm em média) mostram pleocroísmo de amarelo a verde escuro e são zonados em alguns domínios, com núcleo castanho e borda verde azulada. A hornblenda apresenta inclusões de plagioclásio e quartzo e, por vezes, é parcialmente substituída por biotita, epidoto ou clorita. Lamelas de biotita (0.25 mm em média), com pleocroísmo de amarelo a marrom, associam-se a cristais anédricos de titanita (0.3 mm em média) e irregulares de epidoto (< 0.1 mm, podem estar ao longo das clivagens de biotita) na substituição seletiva da hornblenda. A biotita é largamente substituída por clorita com cor de interferência azul anômala e pode conter prehnita ou feldspato potássico ao longo das clivagens. A escapolita e o epidoto formam finos cristais anédricos (0.12 mm em média) de alta cor de interferência que substituem o plagioclásio nas bordas ou ao longo de fraturas. Cristais irregulares de epidoto formam domínios de alteração do plagioclásio junto à escapolita. Cristais médios euédricos de turmalina (0.8 mm em média) ocorrem como dispersas concentrações em domínios próximos à alteração com escapolita, contendo inclusões de plagioclásio e hornblenda. A turmalina, com pleocroísmo castanho azulado a marrom escuro, se mostra zonada, com núcleos azulados e bordas marrons. Cristais finos euédricos de apatita (0.15 mm em média) são associadas à hornblenda.

Sulfeto é escasso e representado pela pirrotita (< 0.1 mm), que ocorre intersticialmente como cristais anédricos. O sulfeto associa-se a cristais subédricos a euédricos de rutilo (< 0.1 mm) na alteração de plagioclásio por epidoto. Auréola de oxidação na pirrotita também é comum.



Prancha EZ-09B. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais de hornblenda em textura nematoblástica intersticiais a cristais finos de plagioclásio com tendências tabulares. A hornblenda é parcialmente substituída por biotita que, por sua vez, é associada à titanita e substituída por prehnita e clorita (finas faixas incolores na biotita). B) Cristais médios de plagioclásio parcialmente recrystalizados a cristais finos a muito finos, com hornblenda intersticial e substituição parcial por escapolita. Nicóis cruzados. C) Cristais cumulus médios de plagioclásio e hornblenda e turmalina marrom intersticiais. Nicóis paralelos. D) Cristais médios tabulares e agregado de cristais muito finos recrystalizados de plagioclásio, com alguma hornblenda intersticial e submetidos à alteração com escapolita e turmalina. Nicóis cruzados.

Composição Modal

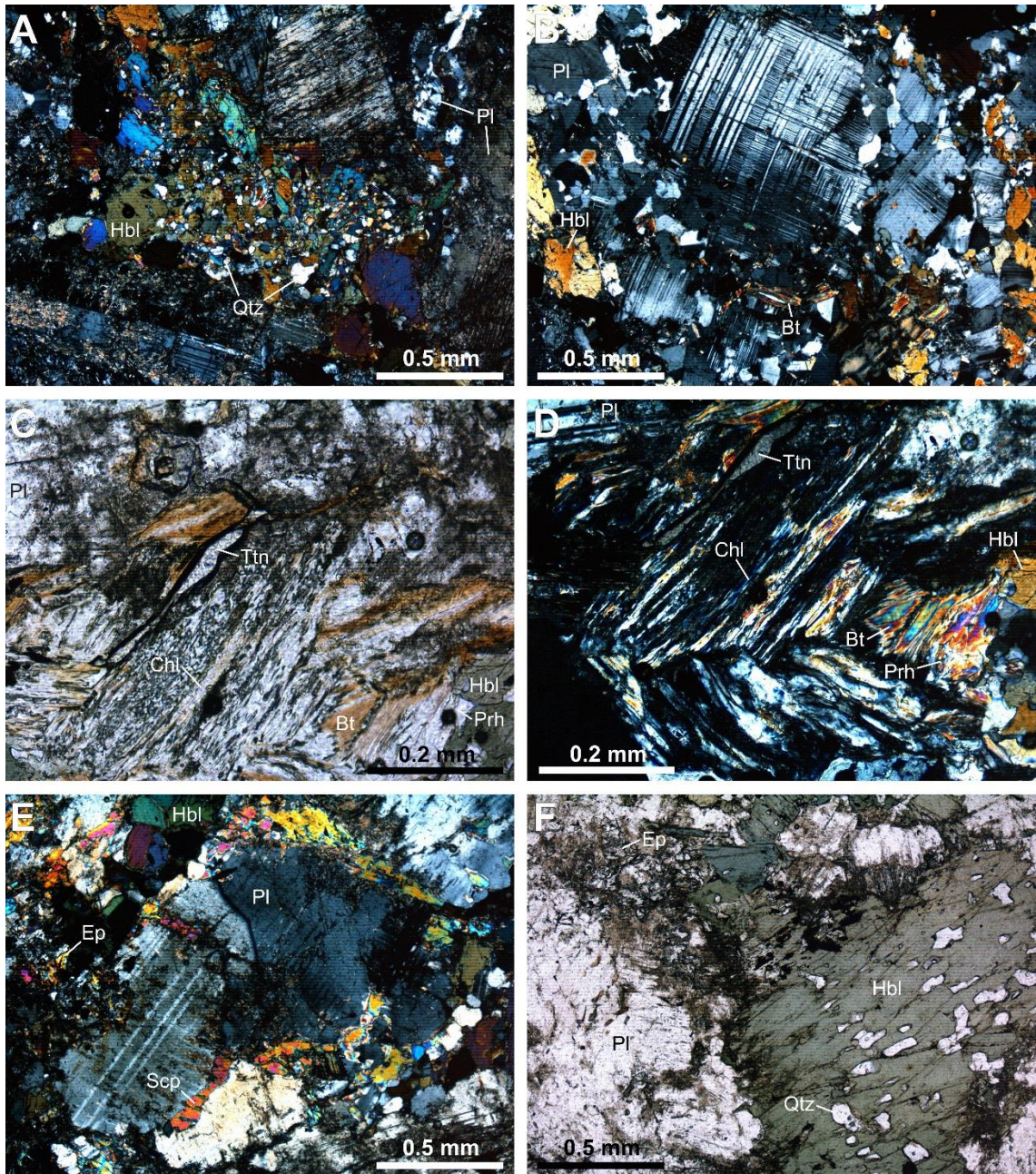
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio	45	Carbonato	< 1
Hornblenda	33	Calcopirita	< 1
Escapolita	6.7	Prehnita	< 1
Quartzo	3	Rutilo	< 1
Epidoto	3	Feldspato potássico	< 1
Biotita	2.5	Muscovita	tr
Clorita	2	Pirrotita	tr
Pirita	2	Zircão	tr
Titanita	1.5		

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente transformada, com textura ígnea intersticial preservada, formada por cristais cumulus de plagioclásio de dimensões variáveis (< 2.7 mm) com tendências tabulares e o domínio intercumulus completamente recristalizado para agregados granoblásticos de hornblenda e quartzo. Domínios de alteração com escapolita, biotita ou epidoto e clorita são bem distribuídos. Sulfetos e rutilo ocorrem como minerais acessórios intersticiais. Raros cristais de zircão (< 0.05 mm) ocorrem próximos à biotita de alteração.

Os cristais de plagioclásio se apresentam parcial a fortemente saussuritizados e podem exibir ou não geminação lei da albite ou geminação com padrão cruzado. Usualmente ocorre recristalização nas bordas para cristais muito finos em textura granoblástica juntamente com o quartzo. Fraturas são preenchidas por hornblenda, escapolita e biotita. A hornblenda (< 2.5 mm) mostra pleocroísmo variável de amarelo pálido a verde escuro ou em tons claros azulados, no primeiro caso podendo mostrar zonação (castanho no núcleo, esverdeado na borda). Intercrescimentos muito finos com quartzo e inclusões orientadas do mesmo nos maiores cristais são comuns. Cristais anédricos de escapolita (0.1 mm em média), com alta cor de interferência, substituem parcialmente o plagioclásio assim como raras lamelas muito finas de muscovita. Cristais anédricos de epidoto (< 0.15 mm) podem substituir parcialmente a hornblenda e o plagioclásio associados a carbonato irregular. Lamelas de biotita (< 0.6 mm), com pleocroísmo de amarelo a marrom, substituem a hornblenda associada a cristais anédricos muito finos de titanita (< 0.1 mm) e, eventualmente, feldspato potássico, sendo largamente substituídas por clorita. Prehnita e feldspato potássico podem ocorrer ao longo das clivagens da biotita ou substituí-la parcialmente. Veios muito finos de plagioclásio em diferentes direções cortam toda a trama.

Os sulfetos consistem de pirita, calcopirita e pirrotita, associando-se a rutilo em meio à alteração com clorita e epidoto. A pirita (< 0.1 mm) ocorre como cristais irregulares a euédricos ou fragmentados, apresentando comum oxidação parcial ou completa para limonita. Cristais anédricos a subédricos muito finos de pirrotita (< 0.1 mm) ocorrem inclusas em hornblenda e plagioclásio.



Prancha EZ-10. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais médio tabulares de plagioclásio cumulus, parcialmente saussuritizados e reciclizados a cristais muito finos mais límpidos em textura granoblástica. O domínio intercumulus é marcado por agregados de cristais anédricos finos a muito finos de hornblenda e quartzo. B) Cristais médios de plagioclásio apresentando gemação com padrão cruzado, parcialmente reciclizados e cristais finos a muito finos reciclizados em arranjo granoblástico, com hornblenda intersticial e substituição parcial por biotita. Nicóis cruzados. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando alteração com biotita e titanita em plagioclásio e hornblenda. A biotita é parcialmente substituída por clorita e prehnita. E) Cristais médios de plagioclásio cumulus, com reciclização parcial para cristais muito finos e substituição nas bordas para escapolita e epidoto. Cristais finos de hornblenda são intersticiais. Nicóis cruzados. F) Cristais finos a médios de hornblenda, o maior com inclusões orientadas de quartzo, e cristais finos a médios de plagioclásio, em parte saussuritizados e com alteração para epidoto. Nicóis paralelos.

Composição Modal

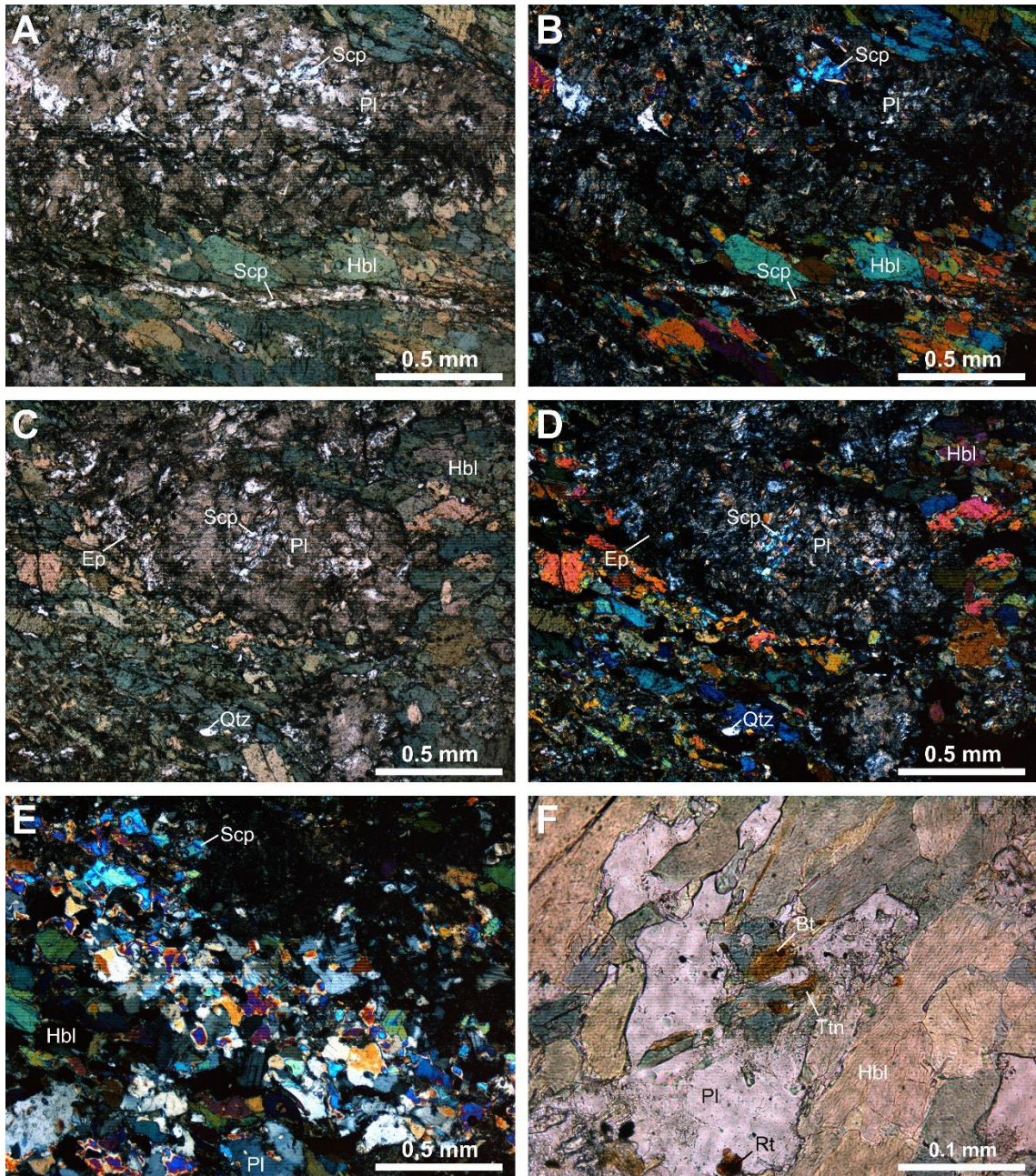
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	50	Titanita	< 1
Plagioclásio	27	Rutilo	< 1
Escapolita	16.5	Pirrotita	< 1
Quartzo	2	Carbonato	< 1
Epidoto	1.5	Pirita	tr
Clorita	1.5	Zircão	tr
Biotita	< 1		

Descrição Microscópica

Rocha de grão fino extensivamente alterada, formada por domínios com cristais de plagioclásio em arranjo granoblástico e domínios ricos em hornblenda em textura nematoblástica incipiente. Alteração com escapolita, biotita ou epidoto e clorita são pouco distribuídos. Sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

A hornblenda (0.65 mm em média) mostra pleocroísmo de amarelo pálido a verde ou tons mais escuros deste, podendo mostrar zonação (verde acastanhado no núcleo, verde claro na borda). Os cristais de plagioclásio (0.25 mm em média) são fortemente saussuritizados, por vezes com recristalização nas bordas para cristais finos, e podem ou não exibir geminação lei da albita e, raramente, de deformação. Por vezes, é possível observar o hábito do fenocristal tabular de tamanho médio de plagioclásio preservado, embora completamente recristalizado a cristais finos. Lamelas de clorita, com cor de interferência azul a amarelo, substituem parcialmente o plagioclásio e a hornblenda. Lamelas de biotita (< 0.2 mm), com pleocroísmo de amarelo a marrom, substituem seletivamente a hornblenda. Raras lamelas muito finas de muscovita fazem parte da alteração do plagioclásio, da hornblenda e da biotita. Cristais finos a muito finos anédricos de escapolita (0.15 mm em média), com alta birrefringência, epidoto (0.22 em média) e carbonato (< 0.1 mm) ocorrem em substituição ao plagioclásio. Escapolita e plagioclásio formam um veio localmente escalonado (*en echelon*), sendo cortado por um veio de clorita.

Os sulfetos são escassos e consistem de pirrotita e traços de pirita, podendo associar-se a cristais euédricos a subédricos de rutilo (< 0.1 mm) em meio à alteração com epidoto. Cristais anédricos de pirrotita (< 0.1 mm) podem exibir uma auréola de oxidação.



Prancha EZ-11. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando rocha gabróica de grão fino extensivamente transformada, com domínios rico em plagioclásio em textura granoblástica e domínios ricos em hornblenda em textura nematoblástica. O plagioclásio se apresenta fortemente saussuritizado e parcialmente substituído por escapolita. Um veio muito fino de escapolita corta toda a trama. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando plagioclásio com hábito tabular preservado, porém completamente recristalizado a um agregado granoblástico de cristais muito finos, fortemente saussuritizados e parcialmente substituídos por escapolita e epidoto. E) Agregado granoblástico fino de plagioclásio, em parte saussuritizado e substituído por escapolita, e hornblenda em textura nematoblástica. Nicóis cruzados. F) Detalhe em alteração com biotita e titanita associada em hornblenda. Cristal anédrico de rutilo ocorre na borda do plagioclásio.

Composição Modal

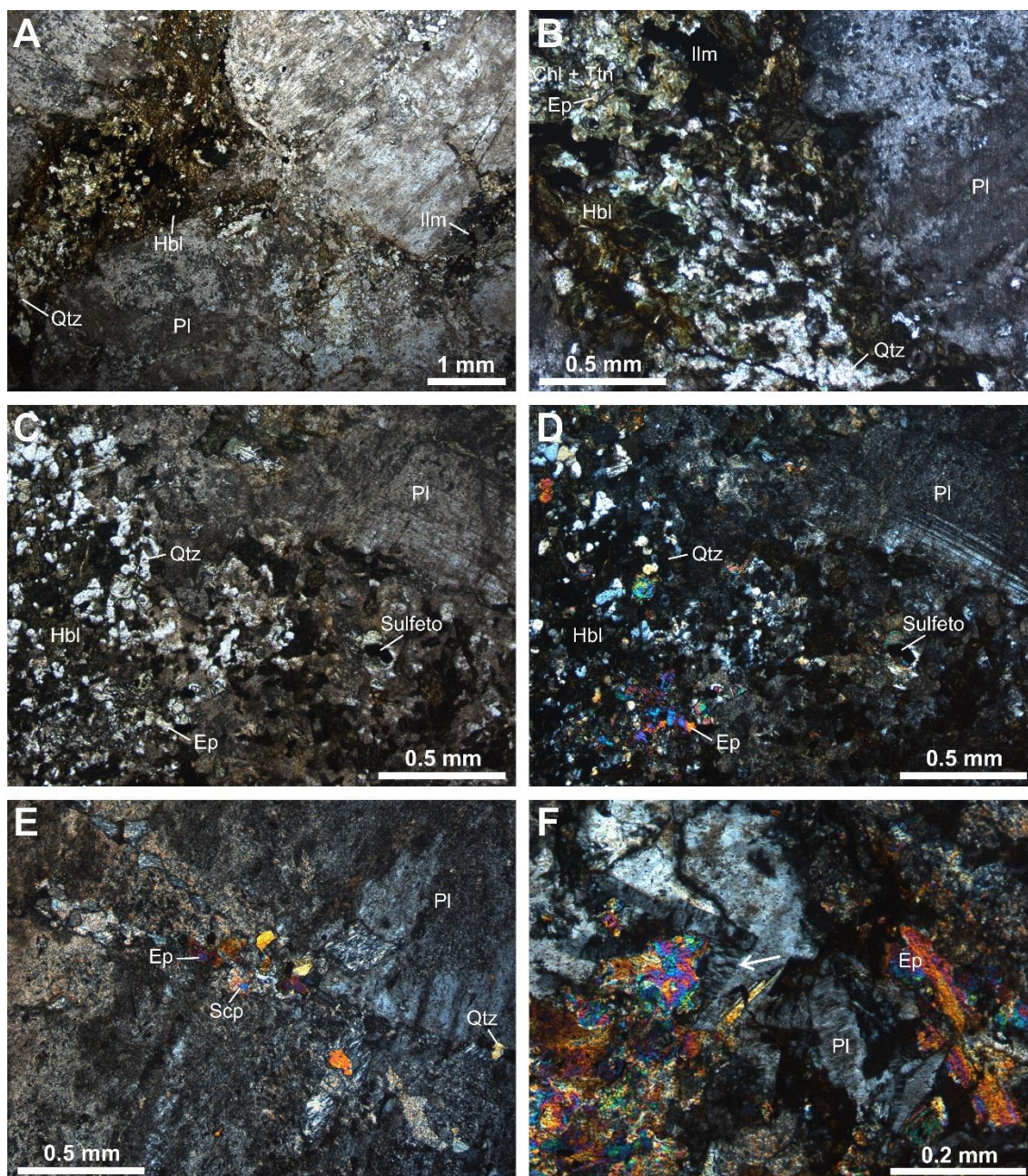
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio	63	Escapolita	2
Hornblenda	15	Pirrotita	1.6
Epidoto	7.5	Titanita	< 1
Ilmenita	4	Pirita	< 1
Clorita	3	Apatita	< 1
Quartzo	2.4	Magnetita	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente transformada, com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais cumulus de plagioclásio tabulares de dimensões variáveis (< 7.5 mm) e domínio intercumulus completamente recristalizado para hornblenda, quartzo e ilmenita. Domínios de alteração com escapolita, epidoto e clorita são bem distribuídos e sulfetos ocorrem associados aos dois últimos.

Os cristais de plagioclásio se apresentam parcial a fortemente saussuritizados, com aspecto sujo, por vezes com recristalização nas bordas para agregados granoblásticos finos (0.3 mm em média), e podem ou não exibir geminação lei da albita, por vezes descontínua ou em xadrez. O plagioclásio pode ser parcialmente substituído por clorita, escapolita, epidoto e um mineral fibroso ao longo de planos de fraqueza. Cristais anédricos de feldspato formados a partir do plagioclásio são reconhecidos pela geminação Carlsbad. Cristais anédricos de hornblenda (0.6 mm em média), com pleocroísmo variável de verde claro a escuro, formam agregados muitas vezes cortados e substituídos por clorita, com cor de interferência azul. Cristais anédricos de epidoto (0.15 mm em média) são intersticiais e podem substituir parcialmente a hornblenda e o plagioclásio ou preencher fraturas do último. A escapolita forma cristais anédricos (< 0.3 mm) de alta cor de interferência como alteração do plagioclásio. Cristais anédricos de quartzo (0.1 mm em média) e euédricos de apatita (0.2 mm em média) ocorrem associados à hornblenda. Cristais subédricos a anédricos muito finos de titanita (< 0.1 mm) ocorrem associados à clorita. Um veio muito fino de plagioclásio e quartzo corta toda a trama. Há porções oxidadas onde se concentram os cristais de hornblenda e nas bordas dos relictos de plagioclásio como resultado de finas injeções de material ferruginoso.

A ilmenita (< 0.1 mm) é irregular, ocorrendo intersticial à hornblenda ou cortando-a e englobando fragmentos muito finos da mesma. Este óxido possui frequentes lamelas de geminação e altera nas bordas para rutilo e hematita. Cristais subédricos muito finos de magnetita são raros. Os sulfetos consistem de pirita (< 0.1 mm) e pirrotita (< 0.1 mm), associando-se à alteração com epidoto. Cristais anédricos de pirrotita (< 0.1 mm) podem exibir uma auréola de rutilo e consomem as bordas da hornblenda quando em contato. Cristais subédricos a euédricos de pirita (< 0.2 mm) ocorrem intersticialmente, apresentando comum oxidação nas bordas e podendo ser margeados por epidoto, ou em fraturas.



Prancha EZ-12. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis cruzados mostrando cristais grossos tabulares de plagioclásio variavelmente saussuritizados e domínios intersticiais com ilmenita irregular cortando e englobando cristais de hornblenda e quartzo. O domínio rico em hornblenda se mostra moderadamente oxidado devido a microveios com conteúdo ferruginoso. B) Cristal de plagioclásio com tendência tabular e fortemente saussuritizado e domínios intersticiais marcados por ilmenita irregular e finos agregados de quartzo e hornblenda, podendo ser parcialmente substituídos pela associação clorita + titanita + epidoto. Microveios com conteúdo ferruginoso cortam estes domínios. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristal médio tabular de plagioclásio com geminação lei da albita e fortemente saussuritizado. E) Plagioclásio cumulus saussuritizado com fratura preenchida por escapolita, epidoto e um mineral fibroso, como alterações do cristal, e quartzo. Nicóis cruzados. F) Cristais de plagioclásio parcialmente saussuritizados, mostrando localmente geminação em xadrez (indicado pela seta) e parcialmente substituídos por cristais anédricos de epidoto. Nicóis cruzados.

Composição Modal

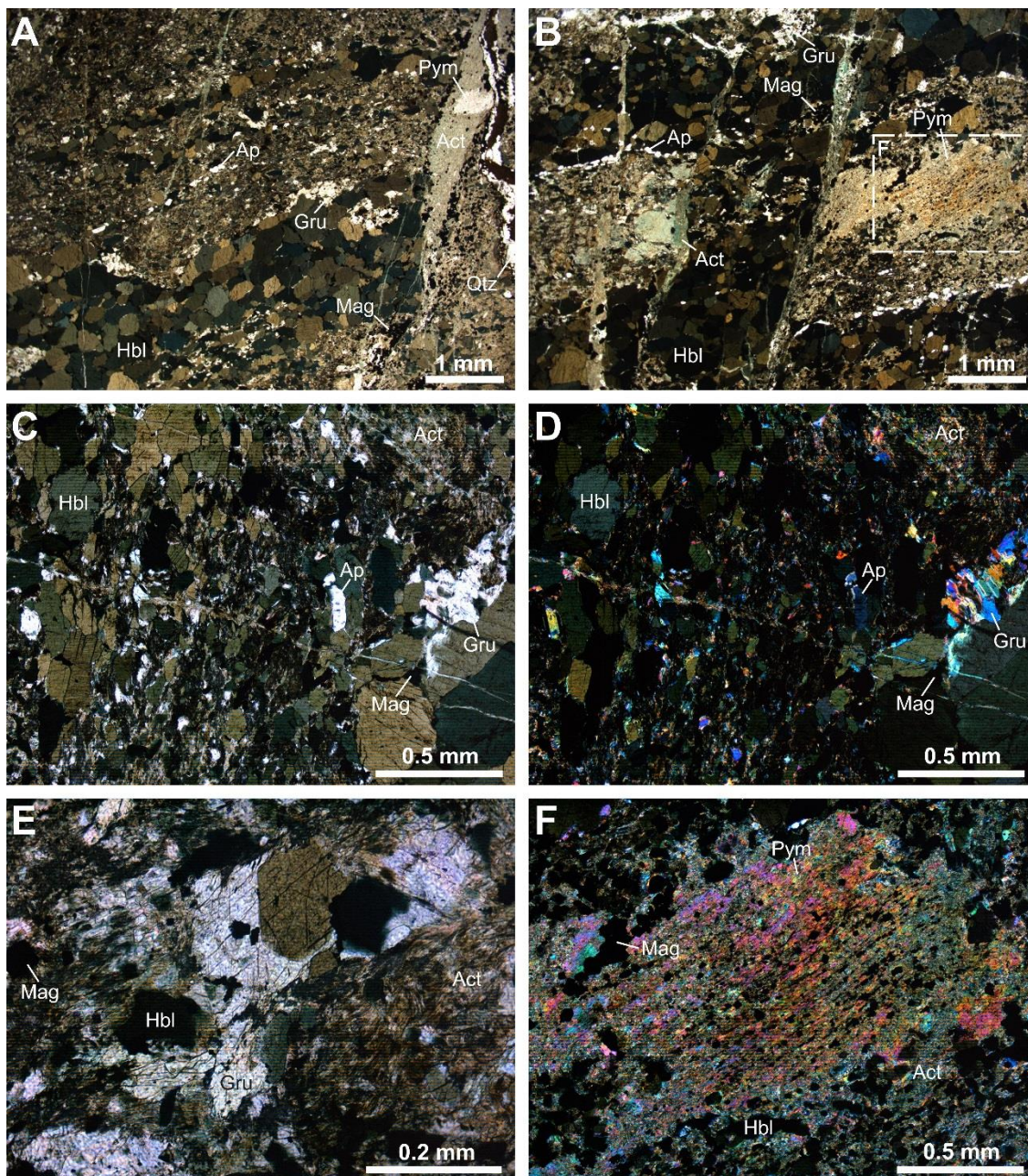
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	35	Magnetita	7.5
Actinolita	25	Grunerita	6
Piromalita	13	Pirita	3
Quartzo	10	Calcopirita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha bandada de grão fino completamente transformada, marcada por domínios com hornblenda (\pm apatita) predominante em textura nematoblástica, porém localmente granoblástica, domínios com actinolita fibrosa e magnetita (+ grunerita \pm piromalita) predominante e raros domínios com quartzo. Sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

Cristais subédricos de hornblenda (< 1.5 mm), com pleocroísmo amarelo a verde escuro, mostram contatos poligonizados e são orientados segundo o bandamento. A grunerita (0.2 mm em média) forma cristais irregulares em meio à alteração com actinolita e substitui as bordas da hornblenda quando em contato com este domínio de alteração. A piromalita ocorre como cristais irregulares a fibrosos incolores que pseudomorfizam completamente cristais médios de um mineral com tendências tabulares e uma direção de clivagem bem definida. Cristais anédricos de quartzo (0.3 mm em média) apresentam contatos interlobados e extinção ondulante. Cristais arredondados de apatita (< 0.25 mm) formam cordões alinhados na interface entre bandas de hornblenda e bandas de actinolita, ou são intersticiais à hornblenda com contatos bem definidos.

A magnetita (< 0.15 mm) ocorre como cristais euédricos bem distribuídos nos domínios de alteração por actinolita ou cristais anédricos intersticiais à hornblenda. Sulfetos consistem de cristais anédricos de pirita (< 0.35 mm) e calcopirita (< 0.05 mm), distribuídos nos diferentes domínios da rocha. Uma microfalha (0.9 mm de largura) causa deslocamento perpendicularmente ao bandamento, e microveios de actinolita e piromalita (\pm calcopirita) são perpendiculares a oblíquos ao mesmo. Um veio (0.4 mm) tardio de quartzo e óxido de ferro microcristalino, assim como microveios com conteúdo ferruginoso, cortam toda a trama.



Prancha FD25-72.65. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando hidrotermalito bandado formado por bandas com cristais subédricos de hornblenda predominante, em arranjo granoblástico ou nematoblástico incipiente, e apatita subédrica intersticial ou formando cordões alinhados, e domínios de alteração com actinolita fibrosa, magnetita euédrica, grunerita e pirosmalita. A grunerita substitui preferencialmente a hornblenda e magnetita pode ser intersticial à mesma. Microfalhas e microveios constituídos por actinolita ± pirosmalita atravessam o bandamento quase perpendicularmente, o primeiro podendo causar deslocamentos milimétricos. Um veio tardio de quartzo e óxido de ferro microcristalino corta toda a trama. A posição da fotomicrografia F é indicada pela linha tracejada. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando domínios ricos em hornblenda em arranjo nematoblástico, parcialmente alterada por grunerita, e domínios de alteração com actinolita fibrosa, grunerita e magnetita. Apatita associa-se à hornblenda como acessório. E) Sobrecrescimento de grunerita em hornblenda e alteração com actinolita fibrosa e magnetita. Nicóis paralelos. F) Mineral com tendência tabular e bordas corroídas completamente pseudomorfizado por pirosmalita e magnetita e restos de hornblenda em meio à alteração com actinolita fibrosa. Nicóis cruzados.

Composição Modal

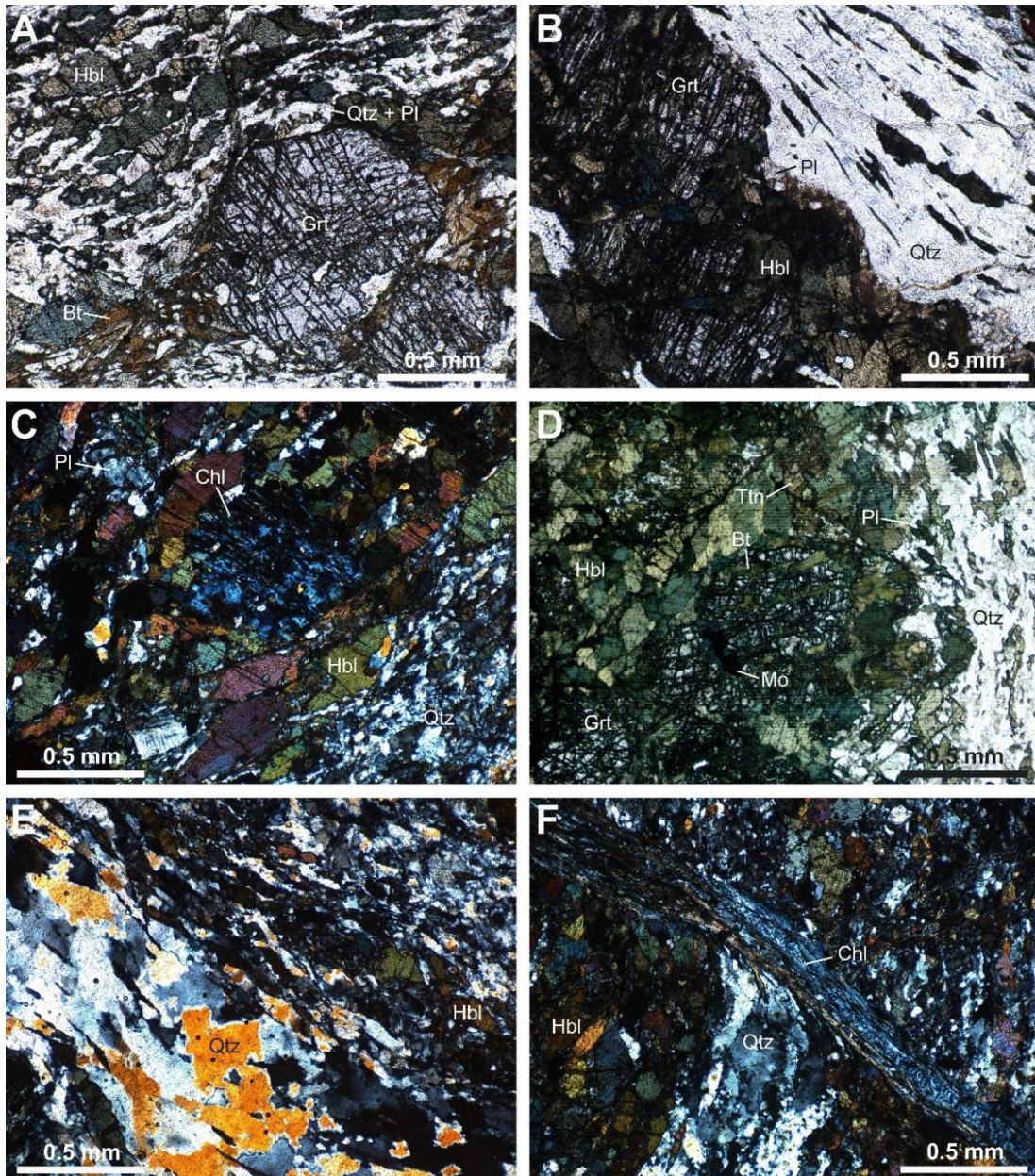
Mineral	%	Mineral	%
Quartzo	28	Titanita	< 1
Hornblenda	25	Turmalina	< 1
Granada	14	Molibdenita	< 1
Plagioclásio	12	Escapolita	< 1
Clorita	8	Pirita	< 1
Biotita marrom	7	Calcopirita	< 1
Biotita verde	3	Ilmenita	< 1
Feldspato potássico	1.5	Pirrotita	tr

Descrição Microscópica

Rocha foliada de grão fino, com porfiroblastos de granada dispersos e contornados por uma foliação SCC' marcada por domínios em que predominam hornblenda e biotita em textura nematoblástica e lepidoblástica, respectivamente, e domínios ricos em quartzo e plagioclásio em textura granoblástica. Clorita é estruturalmente controlada e substitui minerais previamente formados. Feldspato potássico, titanita, turmalina, sulfetos e óxidos ocorrem como minerais acessórios.

Porfiroblastos arredondados de granada (< 1.2 mm) são altamente fraturados e parcial a totalmente pseudomorfizados por clorita e plagioclásio. Cristais subédricos de hornblenda (0.5 mm em média) mostram pleocroísmo variável de amarelo a verde escuro ou em tons azulados. O quartzo (0.2 mm em média) forma cristais anédricos com contatos interlobados a serrilhados e mostrando migração de borda de grão, porém localmente estirados e com contatos retos. Cristais anédricos de plagioclásio (0.2 mm em média) ocorrem nos domínios de quartzo, pouco a fortemente saussuritizados e raramente substituídos por cristais anédricos de escapolita. Lamelas de clorita, com cor de interferência azul anômala, ocorrem ao longo de planos da foliação, podendo substituir hornblenda e plagioclásio. Duas gerações de biotita podem ser visualmente distinguidas, uma definida por lamelas de pleocroísmo amarelo a marrom (0.2 mm em média), orientadas segundo o bandamento e podendo substituir parcialmente a hornblenda, e outra por lamelas sem orientação preferencial de pleocroísmo amarelo a verde, que substituem a granada ao longo de fraturas, a hornblenda e o plagioclásio. Cristais anédricos de feldspato potássico (< 0.1 mm) são associados à biotita. Turmalina (< 0.4 mm) forma cristais zonados (azul no centro, marrom nas bordas) em meio ao quartzo e exibe fraturas levemente alteradas por biotita marrom. Cristais de titanita (< 1.5 mm) ocorrem associados à hornblenda. Uma microfalha de clorita, feldspato potássico, quartzo, pirita e calcopirita corta perpendicularmente toda a trama, causando deslocamento e dobras de arrasto.

Sulfetos ocorrem intersticialmente ou na microfalha e consistem de molibdenita, pirita, calcopirita e traços de pirrotita. Molibdenita (< 0.15 mm) ocorre ao longo de planos de foliação, associado à biotita marrom e verde ou ao longo das fraturas da granada. Cristais euédricos a subédricos de pirita (< 0.15 mm), quando intersticiais, podem substituir parte da hornblenda. A pirita pode também apresentar auréolas de oxidação. Cristais anédricos a subédricos de calcopirita (< 0.1 mm) ocorre associada à clorita de alteração. Cristais irregulares e alongados de ilmenita (< 0.15 mm) são comumente associados à alteração com biotita verde, ocorrendo também orientados entre bandas de hornblenda e quartzo, nas bordas do veio de clorita ou bordas e clivagens da biotita marrom, onde são levemente alteradas para clorita.



Prancha FD25-76.10. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis cruzados mostrando porfiroblastos de granada imersos em uma matriz foliada formada por biotita marrom em textura lepidoblástica, hornblenda em textura nematoblástica e quartzo e plagioclásio em textura granoblástica. A granada é contornada pela foliação externa. B) Foliação SCC' formada por domínio rico em hornblenda e granada e domínio rico em quartzo. Plagioclásio é reconhecido pela saussuritização. Cristais irregulares de hornblenda são orientados segundo o bandamento. Nicóis paralelos. C) Cristal de granada completamente pseudomorfizado por clorita, em meio ao domínio com hornblenda em textura nematoblástica e subordinadamente plagioclásio e quartzo anédricos. O domínio rico em quartzo é formado por cristais muito finos estirados. Nicóis cruzados. D) Domínios com hornblenda em arranjo nematoblástico e granada predominantes e domínio com quartzo predominante. Granada e hornblenda são parcialmente substituídas por biotita verde, e cristais de titanita e molibdenita ocorrem como minerais acessórios. Nicóis paralelos. E) Quartzo ocorrendo como cristais muito finos estirados ou como cristais finos com contatos interlobados e mostrando migração de borda de grão. Alguns cristais orientados de hornblenda podem ser observados. Nicóis cruzados. F) Microfalha preenchida por clorita, causando dobra de arrasto dos domínios com quartzo predominante e domínios ricos em hornblenda. Nicóis cruzados.

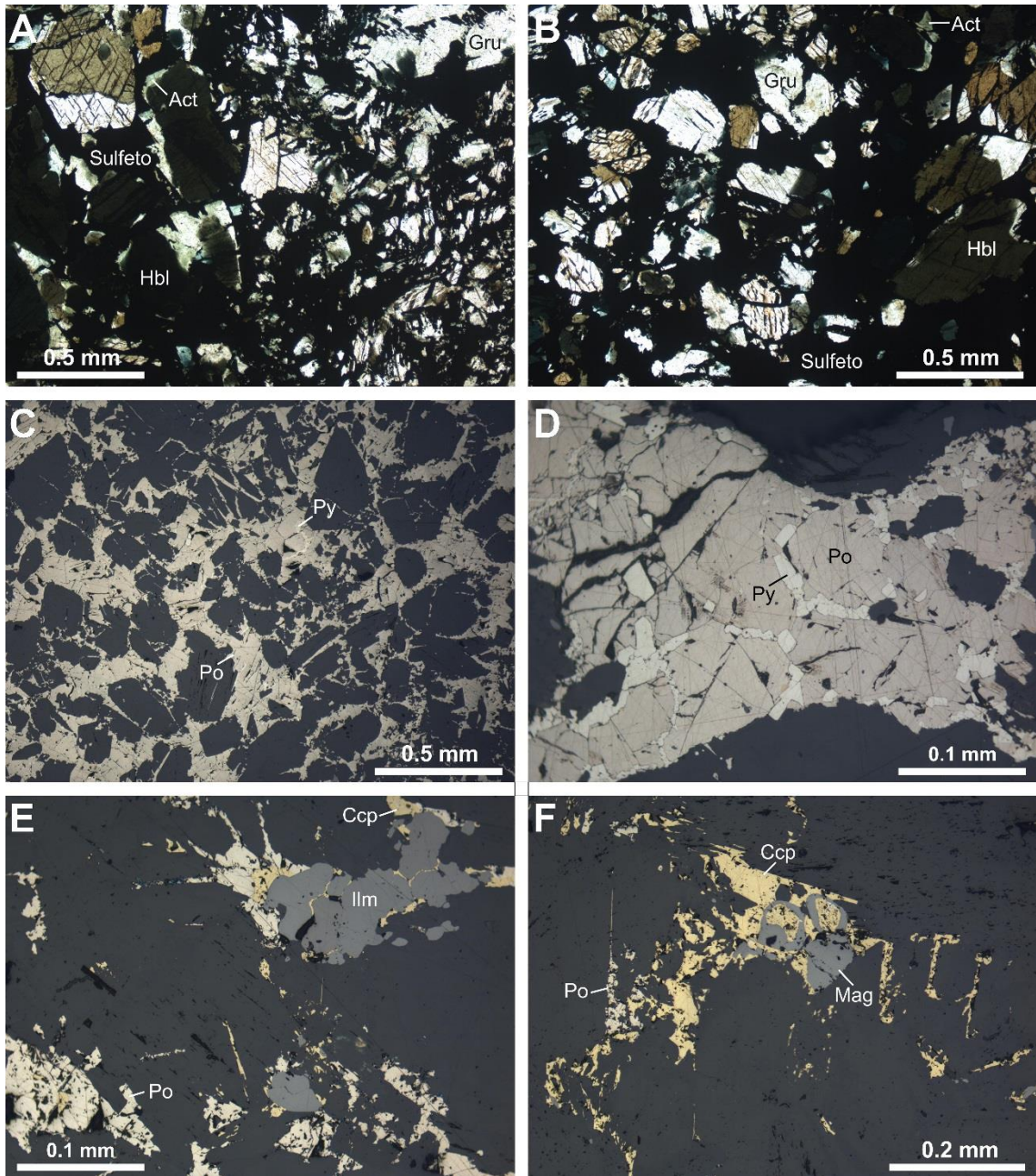
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Grunerita	55	Ilmenita	< 1
Pirrotita	25	Pirita	< 1
Hornblenda	15	Actinolita	< 1
Calcopirita	3	Pentlandita	< 1
Magnetita	< 1		

Descrição Microscópica

Rocha brechada, consistindo de uma matriz rica em sulfeto que engloba fragmentos de dimensões até centimétricas, não orientados, com formas diversas e bordas corroídas. Os fragmentos consistem de hornblenda, grunerita e actinolita em forma de cristais individuais (< 1.5 mm) ou agregados granoblásticos de grão fino com contatos poligonais. A grunerita, incolor e comumente geminada, e a actinolita, incolor a verde claro, mostram uma relação de substituição com a hornblenda, a primeira podendo formar cristais euédricos que a sobrecrescem. A hornblenda mostra pleocroísmo variável de amarelo pálido a verde ou amarelo acastanhado a marrom escuro. A actinolita pode mostrar zonação, com bordas incolores de grunerita. Leve oxidação dos fragmentos pode ser observada.

A massa sulfetada é magnética e consiste principalmente de pirrotita (< 0.2 mm), contendo também calcopirita (< 0.2 mm), pirita (< 0.05 mm) e pentlandita (< 0.05 mm). A pirita forma cristais euédricos que delimitam as bordas da pirrotita, e a calcopirita anédrica ocorre associada. A pirrotita ocorre na forma de cristais irregulares com arranjos granoblásticos. A pentlandita ocorre como cristais anédricos ou forma raras exsoluções (*flames*) na pirrotita. Associados aos sulfetos, os óxidos consistem de magnetita (< 0.05 mm) e ilmenita (< 0.05 mm), ocorrendo como cristais anédricos ou poligonais. A magnetita pode margear cristais de calcopirita.



Prancha FD25-78.35 – A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando fragmentos irregulares de hornblenda parcial a totalmente substituída por grunerita ou actinolita em meio a uma matriz rica em sulfeto. Sobrecrescimento de cristais euédricos de grunerita é também observado. C) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando a massa sulfetada englobando fragmentos com formas variáveis e bordas corroídas. Os sulfetos consistem de agregados granoblásticos de pirrotita e, ao longo de suas interfaces, cristais euédricos de pirita. D) Cristais irregulares de pirrotita com junções tríplices nos contatos, ao longo dos quais ocorrem cristais euédricos de pirita. E) Agregado granoblástico de pirrotita associado a cristais anédricos de calcopirita, estes intersticiais a cristais subédricos de ilmenita. F) Calcopirita, pirrotita e magnetita anédricas associadas, a primeira podendo ser envolta pela última.

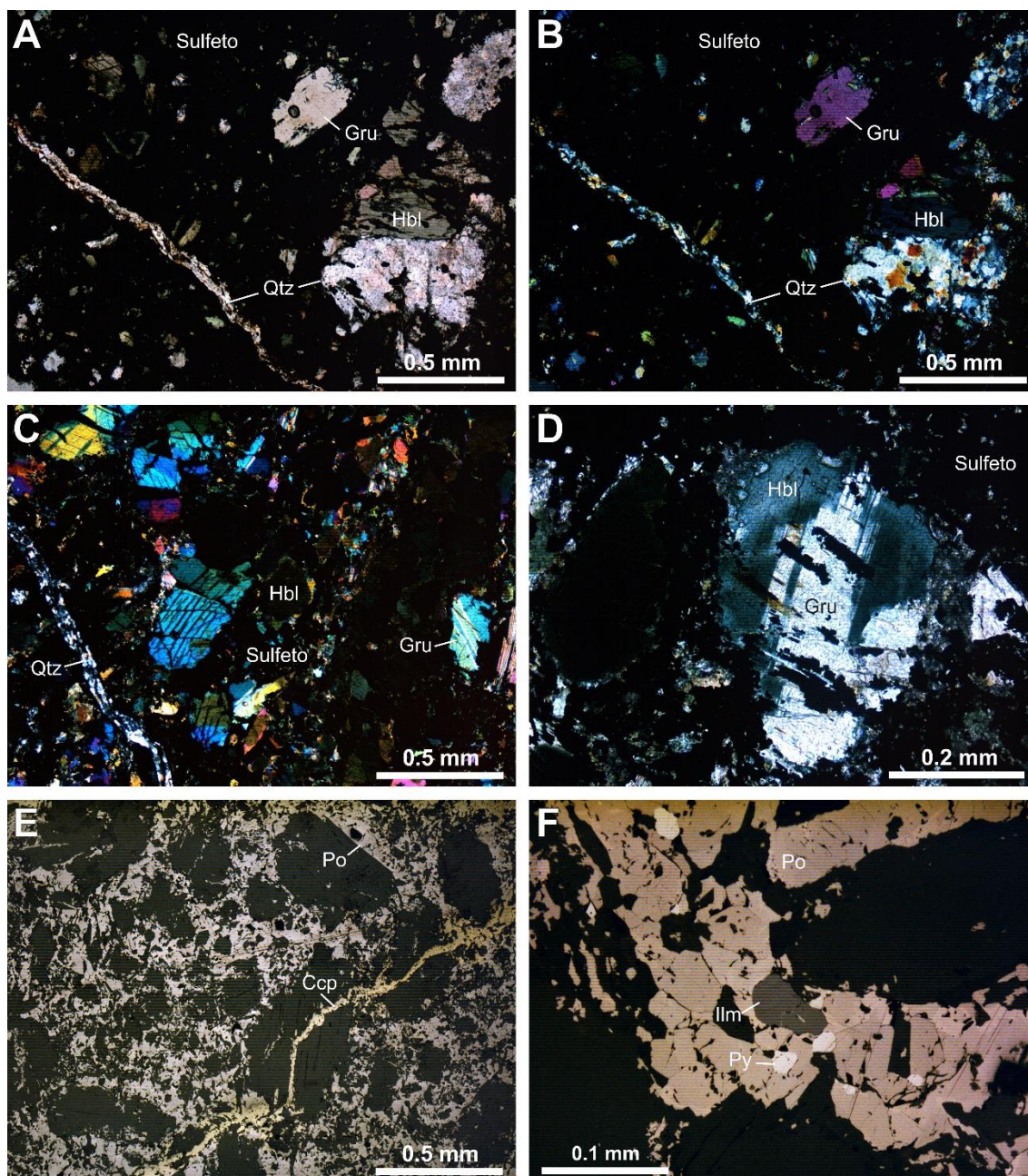
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Pirrotita	50	Pentlandita	< 1
Fragmentos com Hbl/Gru/Act	28	Magnetita	< 1
Cristais de Hornblenda ou Grunerita	16	Pirosmalita	< 1
Calcopirita	2	Esfalerita	< 1
Ilmenita	2	Cobaltita	tr
Pirita	< 1	Uraninita	tr

Descrição Microscópica

Rocha brechada, consistindo de uma matriz rica em sulfeto que engloba fragmentos de dimensões até centimétricas, não orientados, com formas diversas e bordas corroídas. Os fragmentos consistem de hornblenda, grunerita e actinolita em forma de cristais individuais (< 1.5 mm) ou agregados granoblásticos de grão fino com contatos poligonais. Subordinadamente, ocorrem fragmentos quartzosos, formados por um agregado granoblástico de quartzo (< 0.05 mm) com raras ocorrências de anfibólio associado. A grunerita, comumente geminada, e a actinolita mostram uma relação de substituição com a hornblenda e a primeira pode formar cristais euédricos que a sobrecrescem. Um veio de quartzo com bordas formadas por oxi-hidróxido de Fe corta toda a trama.

A massa sulfetada é fortemente magnética e consiste principalmente de pirrotita (< 0.2 mm), contendo também calcopirita (< 0.2 mm), pirita (< 0.05 mm), pentlandita (< 0.05 mm) e esfalerita (< 0.05 mm). Os sulfetos ocorrem na forma de cristais irregulares com arranjos granoblásticos. Associados aos sulfetos, ocorrem cristais anédricos de ilmenita (< 0.05 mm), magnetita (< 0.05 mm) e pirosmalita (< 0.1 mm) e traços de cobaltita, uraninita. Calcopirita e esfalerita ocorrem principalmente em vênulas que cortam os fragmentos e a massa sulfetada. A pentlandita forma exsoluções (*flames*) na pirrotita.



Prancha FD25-82A. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando fragmentos irregulares de hornblenda com bordas mais claras, grunerita e fragmento de rocha com cristal de hornblenda e um agregado granoblástico de quartzonenvoltos por uma matriz rica em sulfeto. Um veio muito fino de quartzo corta toda a trama. C) Matriz rica em sulfeto englobando fragmentos de hornblenda, que são parcial a totalmente substituídos por grunerita, frequentemente geminada. Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando a massa sulfetada englobando fragmentos com formas variáveis e bordas corroídas. Os sulfetos consistem de agregados granoblásticos de pirrotita e, ao longo de suas interfaces, cristais euédricos de pirita. Um veio muito fino de quartzo corta a trama. Nicóis cruzados. D) Fragmento de hornblenda com bordas irregulares e corroídas, mostrando substituição parcial por grunerita e cortada pelo sulfeto que a envolve. Nicóis paralelos. E) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cristais irregulares de pirrotita com junções tríplexes nos contatos, predominante em uma matriz que engloba fragmentos de silicatos. Um veio muito fino de calcopirita se mostra tardio aos demais. F) Agregado granoblástico muito fino de pirrotita associado a cristais subédricos de pirita e ilmenita.

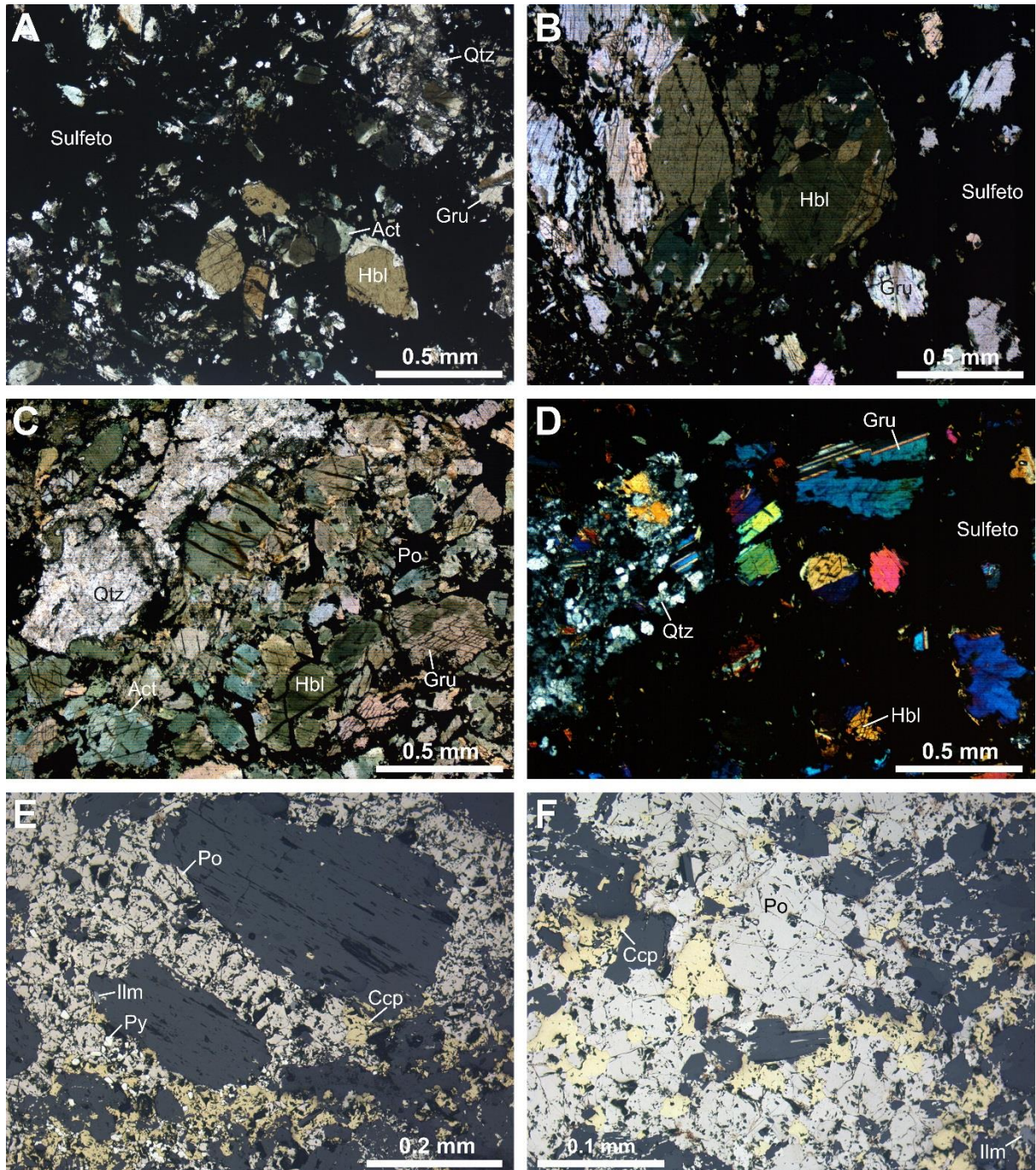
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Pirrotita	48	Pirita	< 1
Fragmentos com Hbl/Gru/Act	30	Pentlandita	< 1
Cristais de Hornblenda ou Grunerita	15	Magnetita	< 1
Fragmentos com Quartzo	4	Rutilo	< 1
Calcopirita	1.5	Esfalerita	tr
Ilmenita	< 1		

Descrição Microscópica

Rocha brechada, com matriz formada por sulfetos predominantes e me que engloba fragmentos de dimensões menores que 1.5 cm, não orientados, com formas variadas e bordas corroídas. Os fragmentos consistem de cristais individuais (< 1.5 mm) ou agregados granoblásticos de grão fino (< 0.5 mm) com contatos poligonais compostos essencialmente por hornblenda, grunerita e actinolita. Subordinadamente, há fragmentos quartzosos (< 1 mm), formados por um agregado granoblástico de quartzo (< 0.05 mm) com raras ocorrências de anfíblio associado. A grunerita, comumente geminada, e a actinolita mostram uma relação de substituição com a hornblenda e a primeira pode formar cristais euédricos que a sobrecrecem. A hornblenda pode apresentar zonação, com bordas mais claras formadas por actinolita.

A massa sulfetada é formada predominantemente por pirrotita (fortemente magnética, < 0.2 mm), com menor calcopirita (< 0.2 mm), pirita (< 0.05 mm), pentlandita (< 0.05 mm) e esfalerita (< 0.05 mm). Os sulfetos ocorrem na forma de cristais anédricos cujos limites poligonais se encontram em junções tríplices. Associados aos sulfetos, ocorrem cristais anédricos subarredondados de ilmenita (< 0.02 mm), magnetita (< 0.02 mm) e rutilo (< 0.02 mm). Calcopirita e pirita ocorrem associadas à pirrotita. A pentlandita forma raras exsoluções (*flames*) na pirrotita, assim como a ilmenita pode ocorrer como lamelas de exsolução na magnetita.



Prancha FD25-82B. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando fragmentos com formas diversas e bordas corroídas englobados por uma matriz rica em sulfeto. Os fragmentos consistem de agregados granoblásticos de quartzo e cristais individuais ou agregados de hornblenda parcial a totalmente substituída por grunerita ou actinolita. Sobrecrescimento de cristais euédricos de grunerita é também observado. C) Domínio mais rico em fragmentos em meio à pirrotita, estes formados por agregados granoblásticos de quartzo e cristais de hornblenda parcialmente substituídos por grunerita e por vezes zonada com bordas mais claras de actinolita. Nicóis paralelos. D) Fragmentos com bordas corroídas dispersos numa matriz de sulfeto e constituídos por hornblenda, grunerita (frequentemente geminada) e agregados granoblásticos de quartzo. Nicóis cruzados. E) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando a massa sulfetada englobando fragmentos com tamanhos variáveis e bordas corroídas. Os sulfetos consistem de agregados granoblásticos de pirrotita e anédricos de calcopirita, assim como cristais euédricos dispersos de pirita. Alguns cristais de ilmenita ocorrem associados. F) Agregado granoblástico muito fino de pirrotita e calcopirita e raros cristais de ilmenita, em matriz que engloba fragmentos irregulares de anfibólios.

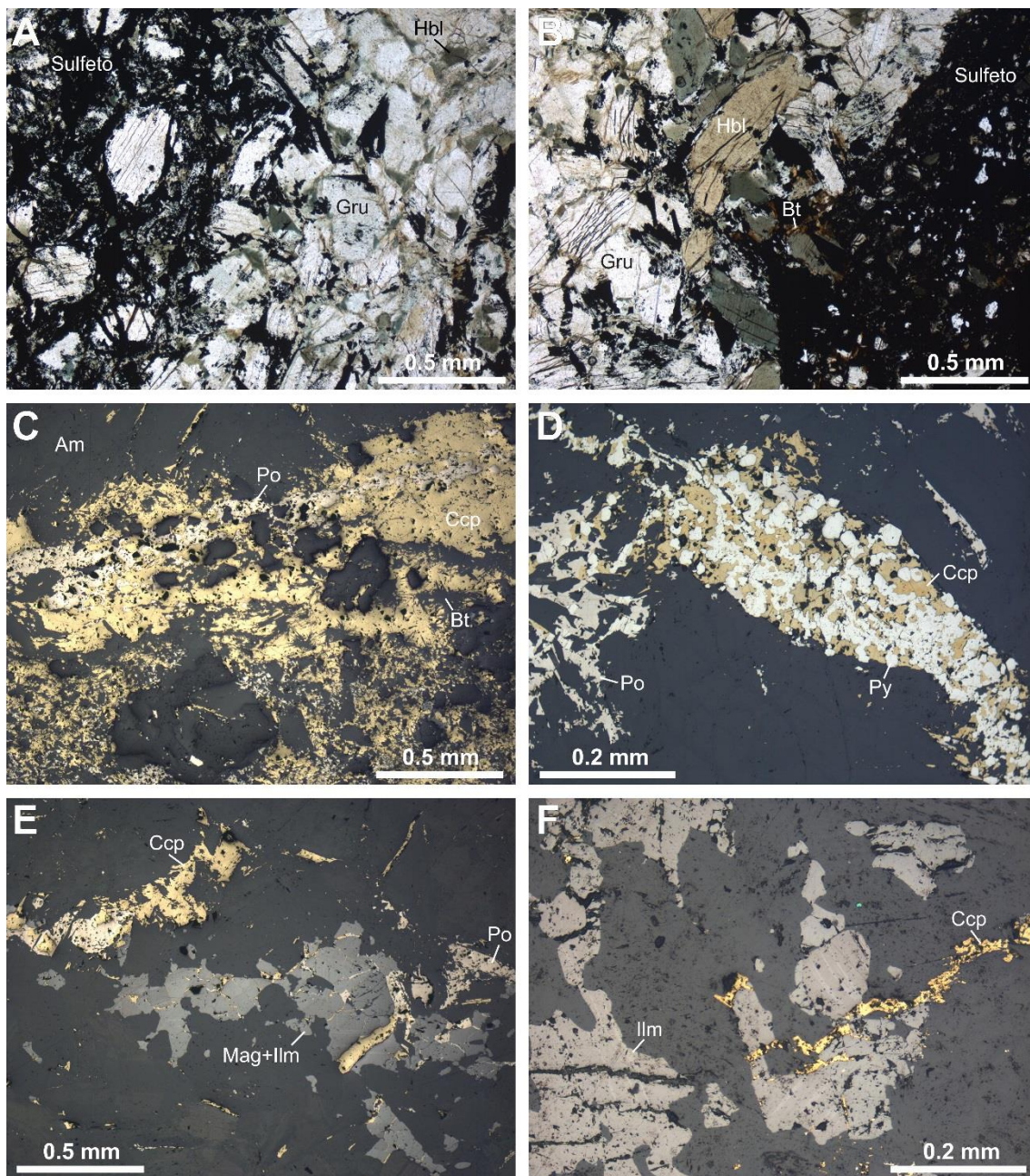
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Grunerita	60	Biotita	< 1
Hornblenda	25	Pirita	< 1
Calcopirita	7.5	Magnetita	< 1
Pirrotita	4	Esfalerita	< 1
Ilmenita	2		

Descrição Microscópica

Fragmento de rocha brechóide, compreendendo um agregado granoblástico de grão fino (< 0.9 mm) composto por grunerita e hornblenda. Fragmentos menores (< 1 mm) quartzosos com ou sem anfibólio, não orientados e arredondados, e lamelas individuais de biotita (< 0.2 mm) são também observados. Os fragmentos são envolvidos por uma matriz com sulfetos predominantes e óxidos. A grunerita apresenta geminações simples ou múltiplas frequentes e mostra uma relação de substituição da hornblenda geralmente segundo as direções de clivagem. A hornblenda apresenta pleocroísmo forte de verde acastanhado a verde pálido, enquanto que a grunerita é incolor. Lamelas de biotita, com pleocroísmo de marrom claro a escuro, podem ocorrer em forma radial em meio ao sulfeto ou alterando a hornblenda.

A massa sulfetada ocorre disseminada no fragmento e como uma matriz que engloba fragmentos menores. Os sulfetos consistem de calcopirita (< 0.2 mm), pirrotita (fortemente magnética, < 0.2 mm), pirita (< 0.05 mm) e, em menor abundância, esfalerita (< 0.1 mm), na forma de cristais anédricos poligonizados e com junções tríplexes. A pirrotita é disseminada e concentra-se em um veio que corta a matriz rica em calcopirita com raros cristais de esfalerita. Cristais anédricos de calcopirita e euétricos de pirita ocorrem associados em um veio fino que corta o fragmento de rocha. Associados aos sulfetos, ocorrem cristais anédricos a subédricos de ilmenita (< 0.05 mm) e magnetita (< 0.5 mm). Estes óxidos têm distribuição heterogênea no fragmento, em dois cordões de cristais com cerca de 2 milímetros de largura e alongados paralelamente. A ilmenita ocorre como cristais individuais, frequentemente geminados, ou exsoluções em textura sanduíche (< 0.05 mm) na magnetita.



Prancha FD25-82C. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando o fragmento de rocha constituído por cristais irregulares de hornblenda parcial a totalmente substituída por grunerita ou actinolita, em contato com uma matriz rica em sulfeto que engloba fragmentos menores e pode cortar os anfibólios. Raras lamelas de biotita ocorrem em meio à matriz ou substituindo a hornblenda. C) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando a massa sulfetada englobando e cortando lamelas radiais de biotita e fragmentos de anfibólio com formas variáveis e bordas corroídas. O sulfeto na matriz consiste predominantemente de cristais anédricos de calcopirita e, em menor abundância, de pirrotita. Um veio fino de pirrotita corta toda a trama. D) Veio de calcopirita anédrica e pirita eúdrica que atravessa o fragmento de anfibólio. Pirrotita anédrica ocorre disseminada. E) Agregado de cristais subédricos a anédricos de magnetita e ilmenita cortados por sulfetos disseminados, que consistem de cristais anédricos de pirrotita e calcopirita. F) Cristais subédricos a anédricos disseminados de ilmenita, comumente exibindo lamelas de geminação, e microveio de calcopirita.

Composição Modal

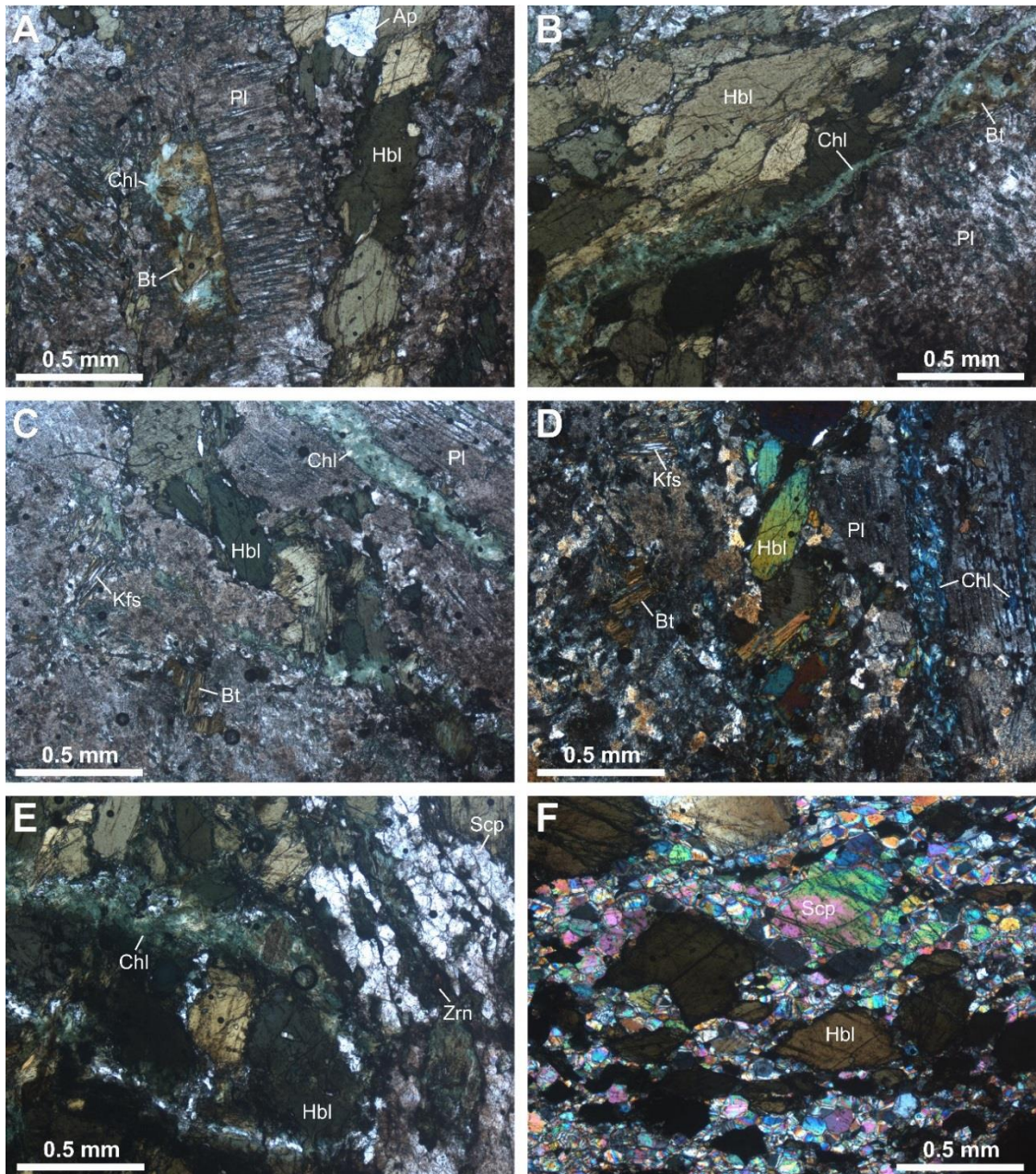
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	40	Apatita	2
Plagioclásio	20	Titanita	< 1
Escapolita	20	Zircão	< 1
Clorita	5	Ilmenita	< 1
Feldspato potássico	5	Turmalina	< 1
Biotita	4	Pirrotita	tr
Quartzo	2	Pirita	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente transformada, embora com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais de plagioclásio com tendências tabulares e interstícios completamente recristalizados para hornblenda em textura nematoblástica e quartzo em textura granoblástica. Domínios de alteração com escapolita (\pm turmalina), biotita (\pm titanita) e clorita são dispersos, e sulfetos e óxidos ocorrem associados aos dois últimos. Raros cristais de zircão são também observados.

Os cristais de plagioclásio (até 2 mm) se apresentam fortemente saussuritizados, em parte recristalizados a cristais anédricos finos também alterados, e exibem geminação lei da albita, que pode ocorrer em um padrão cruzado não homogêneo no cristal. Feições semelhantes a texturas mimerquíticas são observadas ocasionalmente. O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos de difícil reconhecimento, comumente sem geminação, como alteração do plagioclásio ou formando cristais alongados entre clivagens da biotita. Cristais subédricos de hornblenda (< 1.5 mm) mostram pleocroísmo variável de amarelo a verde ou verde a verde acastanhado e são zonados em alguns domínios, com núcleo castanho e borda esverdeada. A hornblenda apresenta inclusões de plagioclásio, apatita e quartzo e, por vezes, é parcialmente substituída por biotita ou clorita. Lamelas de biotita (< 0.3 mm), com pleocroísmo de amarelo a marrom, são largamente substituídas por clorita com cor de interferência azul anômala. Ambas ocorrem substituindo parcialmente o plagioclásio ou preenchendo finos veios (< 0.2 mm de largura) que cortam toda a trama. A titanita forma cristais muito finos (< 0.1 mm) associados à alteração com clorita. A escapolita, com alta cor de interferência, ocorre em uma banda de alteração pervasiva, formando um agregado granoblástico fino (0.2 mm em média) com contatos retos com a hornblenda. Cristais subédricos de turmalina (até 0.1 mm), com pleocroísmo de incolor a azul, ocorrem como dispersas concentrações em domínios próximos à alteração com escapolita. Cristais anédricos a subédricos de apatita (< 0.15 mm) associam-se à hornblenda. Cristais finos de zircão (até 0,22 mm) associados à hornblenda e muito finos (< 0.1 mm) em meio ao plagioclásio ocorrem como acessório.

Ilmenita irregular distribui-se intersticialmente à escapolita, podendo apresentar alteração para rutilo e hematita e ser substituída por titanita nas bordas. Sulfetos são escassos, definidos por traços de pirita (< 0.05 mm) e pirrotita (< 0.05 mm).



Prancha FD25-113.20. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais tabulares de plagioclásio fortemente saussuritizados e cristais subédricos intersticiais de hornblenda em textura nematoblástica associada a um cristal anédrico de apatita. O plagioclásio é parcialmente recristalizado a agregados muito finos também alterados e pode ser substituído por biotita e clorita, que também ocorrem ao longo de veios e planos de fraqueza. B) Veio de biotita e clorita tardia cortando a trama formada por cristais saussuritizados de plagioclásio e cristais subédricos de hornblenda orientados. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando plagioclásio saussuritizado formando cristais médios tabulares e um agregado de cristais muito finos parcialmente substituídos por lamelas de biotita e feldspato potássico, com domínios intersticiais formados por cristais subédricos de hornblenda em textura nematoblástica. Veio de clorita, com cor de interferência azul anômala, cortam e substituem estes minerais. E) Domínio rico em hornblenda em textura nematoblástica, onde se observam caminhos de alteração com clorita, e domínio com escapolita predominante em arranjo granoblástico muito fino. Um cristal de zircão associa-se à hornblenda. Nicóis paralelos. F) Banda rica em cristais muito finos a finos de escapolita, com cor de interferência alta e em arranjo granoblástico, e alguns cristais subédricos de hornblenda em textura nematoblástica. Nicóis cruzados.

Composição Modal

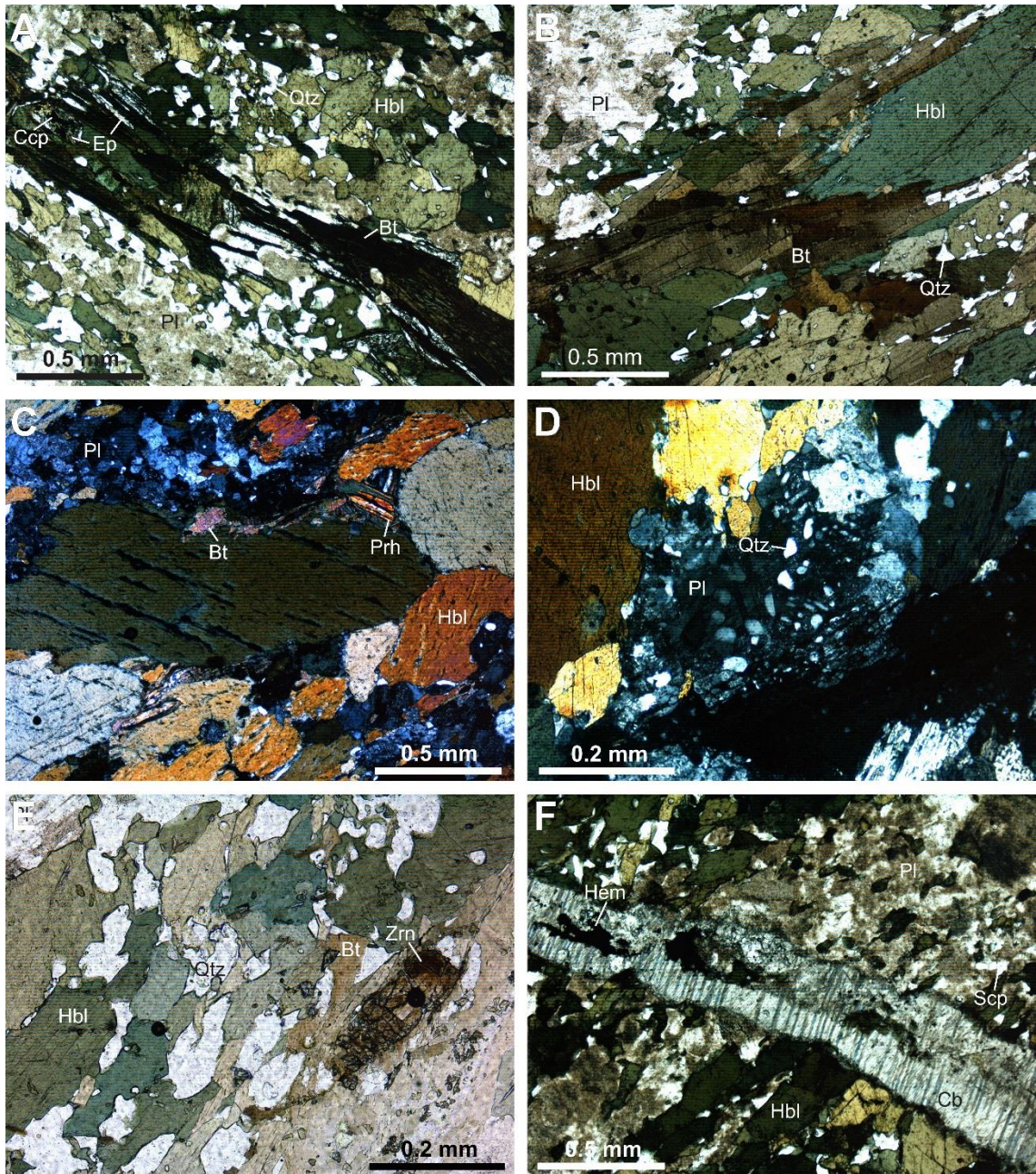
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	38	Clorita	< 1
Plagioclásio	28	Apatita	< 1
Biotita	15	Zircão	< 1
Quartzo	8.5	Hematita	< 1
K-Feldspato	5	Ilmenita	< 1
Carbonato	3	Calcopirita	< 1
Epidoto	< 1	Bornita	< 1
Titanita	< 1	Pirita	tr

Descrição Microscópica

Rocha foliada de grão médio, com domínios ricos em cristais de hornblenda em textura nematoblástica ou localmente granoblástica e lamelas de biotita em textura lepidoblástica e domínios ricos em plagioclásio e K-feldspato em textura granoblástica. Cristais anédricos de quartzo (0.18 mm) ocorrem dispersos principalmente ao longo das bandas de biotita. Clorita, epidoto, titanita, apatita, zircão, óxidos e sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

A hornblenda, de tamanhos variáveis (< 2.6 mm), apresenta pleocroísmo amarelo a verde escuro e contém inclusões de plagioclásio e quartzo. Cristais de plagioclásio (< 0.75 mm) podem apresentar feições semelhantes a texturas mimerquíticas e são em parte substituídos por feldspato potássico, adquirindo um aspecto sujo. O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos de difícil reconhecimento, comumente sem geminação, alterando os cristais de plagioclásio ou formando cristais alongados entre clivagens da biotita. A biotita (0,7 mm em média), de pleocroísmo amarelo a marrom, ocorre associada com feldspato potássico e quartzo e pode substituir a hornblenda, embora apresentem contatos retos em alguns domínios. Esta mica é associada a epidoto (< 0.2 mm), titanita (< 0.1 mm) e rutilo (< 0.1 mm) e mostra frequente substituição parcial por clorita. Cristais arredondados de apatita (< 0.4 mm) ocorrem alinhados em meio à hornblenda e ao plagioclásio. Poucos cristais de zircão (até 0,35 mm) ocorrem como inclusões da hornblenda ou associados à biotita, podendo formar halos pleocróicos em ambas.

Hematita, calcopirita, bornita e pirita associam-se principalmente à clorita e ao epidoto de alteração, os três primeiros ocorrendo também em um veio (0,6 mm) de carbonato que corta toda a trama. O veio é constituído por hematita anédrica no centro e hematita lamelar associada aos sulfetos de Cu nas bordas. Lamelas de hematita (< 0.1 mm) se formam ao longo das clivagens de biotita, a partir de sua substituição por clorita, ou nas bordas da hornblenda em desequilíbrio. Cristais anédricos de calcopirita (< 0.1 mm) em meio ao domínio rico em biotita podem ser envoltos por epidoto. Cristais subédricos de pirita apresentam localmente halos de oxidação. Cristais de ilmenita (< 0.05 mm) podem ser intersticiais associados à biotita, apresentando frequente alteração para rutilo e hematita, por vezes envoltos por titanita, ou se formam como inclusões reticuladas na biotita.



Prancha FD25-137.90. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando o anfibolito com plagioclásio saussuritizado, quartzo e hornblenda em textura granoblástica, com alteração por biotita em arranjo nematoblástico. Epidoto se forma entre lamelas de biotita ou margeando cristais de calcopirita. B) Lamelas de biotita em textura lepidoblástica mostrando contatos retos com cristais de hornblenda. Ilmenita e quartzo ocorrem associados. Nicóis paralelos. C) Cristais subédricos de hornblenda em textura nematoblástica associados a um agregado muito fino de plagioclásio com bordas parcialmente substituídas por finas lamelas de biotita. Ao longo das clivagens da biotita, podem ocorrer lentes de prehnita. D) Plagioclásio exibindo textura semelhante à mimerquítica, com inclusões vermiculares de quartzo, e hornblenda intersticial. E) Cristal fragmentado de zircão associado com biotita em textura nematoblástica, que substitui a rocha formada por quartzo e plagioclásio em textura granoblástica e hornblenda em textura nematoblástica. F) Veio de carbonato e hematita cortando domínios com plagioclásio saussuritizado em arranjo granoblástico, parcialmente alterado por escapolita, e hornblenda em textura nematoblástica.

Composição Modal

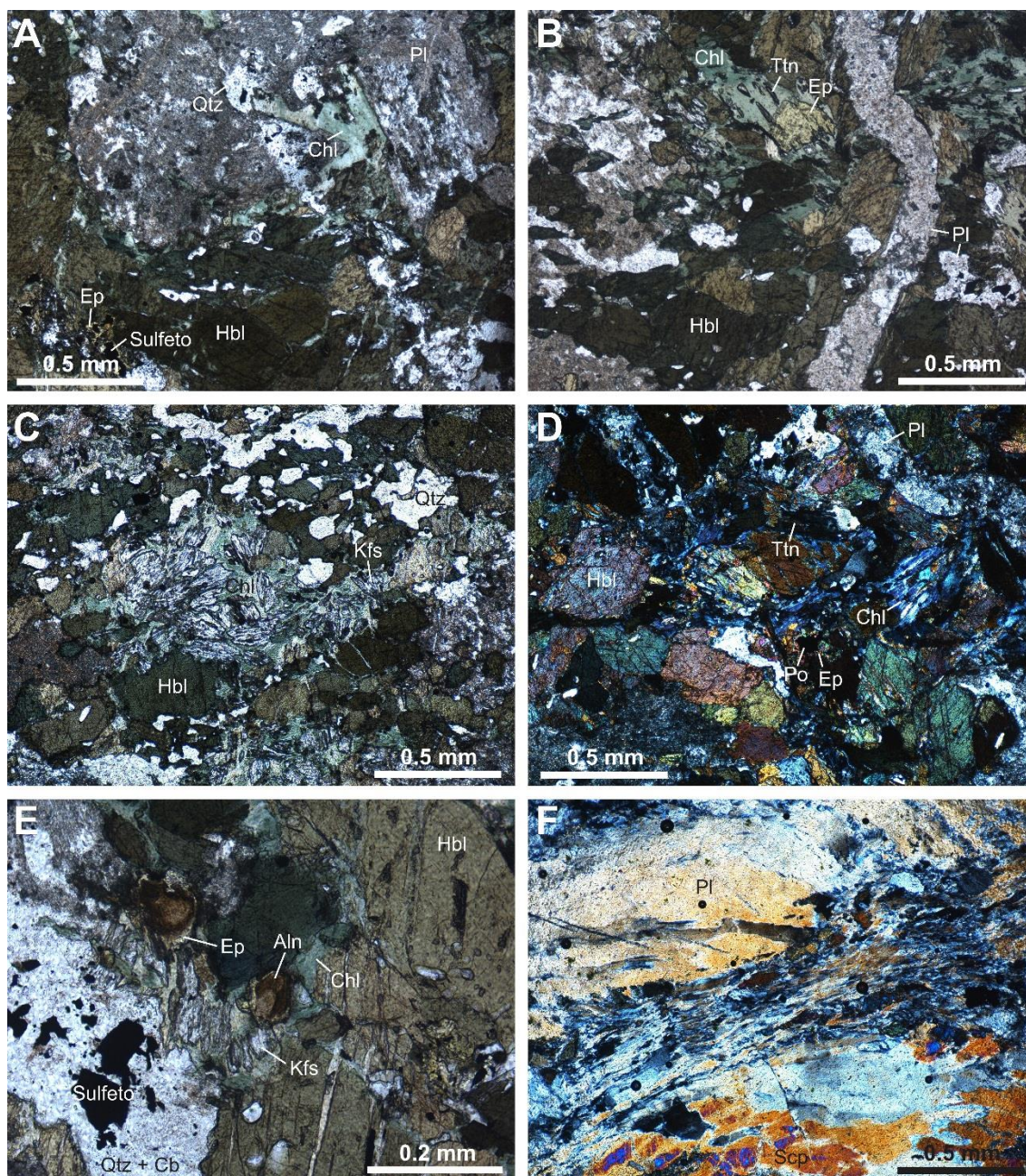
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio	35	Calcopirita	1.5
Hornblenda	25	Biotita	< 1
Escapolita	13	Titanita	< 1
Quartzo	9	Grunerita	< 1
Clorita	7	Ilmenita	< 1
Epidoto/zoisita	5	Allanita/zircão	< 1
Carbonato	3	Pirita	tr

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente transformada, embora com textura ígnea intersticial parcialmente preservada, formada por cristais anédricos de plagioclásio, por vezes com tendências tabulares, e interstícios completamente recristalizados para hornblenda em textura nematoblástica, porém localmente granoblástica, e quartzo em arranjo granoblástico. Domínios de alteração com escapolita, biotita, clorita (\pm titanita) e epidoto são bem distribuídos, e sulfetos e óxidos ocorrem associados aos dois últimos. Raros cristais de allanita são também observados.

Os cristais de plagioclásio têm tamanhos variáveis (< 6 mm), se apresentam fortemente saussuritizados, em parte recristalizados a cristais anédricos finos também alterados, e exibem geminação lei da albita que se mostra descontínua quando em contato com o sulfeto. Cristais subédricos a euédricos de hornblenda (< 1 mm em média) mostram pleocroísmo variável de amarelo a verde escuro e podem ser parcialmente substituídas por epidoto, clorita ou grunerita ao longo de bordas ou clivagens. Lamelas de clorita, com cor de interferência azul anômala, substituem parcialmente plagioclásio e hornblenda, associadas à titanita (< 0.1 mm), epidoto e feldspato potássico (?). A escapolita (1.2 mm em média), com alta cor de interferência, forma-se a partir da substituição parcial do plagioclásio e pode ser cortada por clorita. Cristais anédricos de epidoto (< 0.2 mm) podem substituir parcialmente a hornblenda e o plagioclásio, neste caso associados a carbonato irregular (< 0.5 mm) e escapolita. Lamelas de biotita (0.26 mm em média), com pleocroísmo castanho amarelado pálido a marrom, são parcialmente substituídas por clorita e ocorrem intersticialmente e em desequilíbrio com o plagioclásio. Cristais de quartzo (0.5 mm em média) formam agregados granoblásticos, levemente estirados em alguns domínios e podendo estar associados a carbonato e sulfeto, com extinção ondulada e migração de borda de grão. Cristais subédricos de allanita ($< 0,15$ mm) zonados, com bordas mais escurecidas, são distribuídos em meio à clorita e comumente apresentam auréolas de epidoto. Veios finos de plagioclásio (\pm clorita e epidoto), este podendo exibir aspecto sujo com alteração para carbonato e sericita, e microveios de clorita cortam toda a trama.

Ilmenita irregular (< 0.4 mm) distribui-se intersticialmente, podendo apresentar alteração para rutilo e hematita e ser substituída por titanita nas bordas. Sulfetos consistem de calcopirita e pirita. A pirita (< 0.05 mm) ocorre na forma de cristais euédricos no veio de plagioclásio ou anédricos intersticiais. A calcopirita (< 0.1 mm) é intersticial ao plagioclásio, substitui as bordas da hornblenda quando em contato e pode ser margeada por epidoto.



Prancha FD25-138.70 – A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais médios tabulares de plagioclásio fortemente saussuritizados e cristais subédricos intersticiais e hornblenda. Domínios de alteração com clorita e quartzo + sulfeto substituem a rocha. O sulfeto pode ser margeado por epidoto em meio ao domínio com hornblenda. B) Domínios de alteração com clorita, epidoto e titanita, substituindo a hornblenda intersticial aos cristais tabulares a anédricos de plagioclásio saussuritizado. Veio fino de plagioclásio alterado corta toda a trama. Nicóis paralelos. C) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando domínio de alteração com clorita e feldspato potássico (?) em meio a cristais anédricos de quartzo e hornblenda em textura granoblástica. Nicóis paralelos. D) Alteração com clorita, apresentando cor de interferência azul anômalo, associada à titanita e epidoto na alteração da hornblenda subédrica. Veio fino de plagioclásio corta toda a trama. Nicóis cruzados. E) Cristais subédricos de allanita associados à alteração da hornblenda por clorita e substituídos nas bordas por epidoto. Cristais de quartzo e carbonato ocorrem associados ao sulfeto. Nicóis paralelos. F) Cristais altamente recrystalizados de plagioclásio, por vezes fibrosos, e alteração com escapolita superimposta. Nicóis cruzados.

Composição Modal

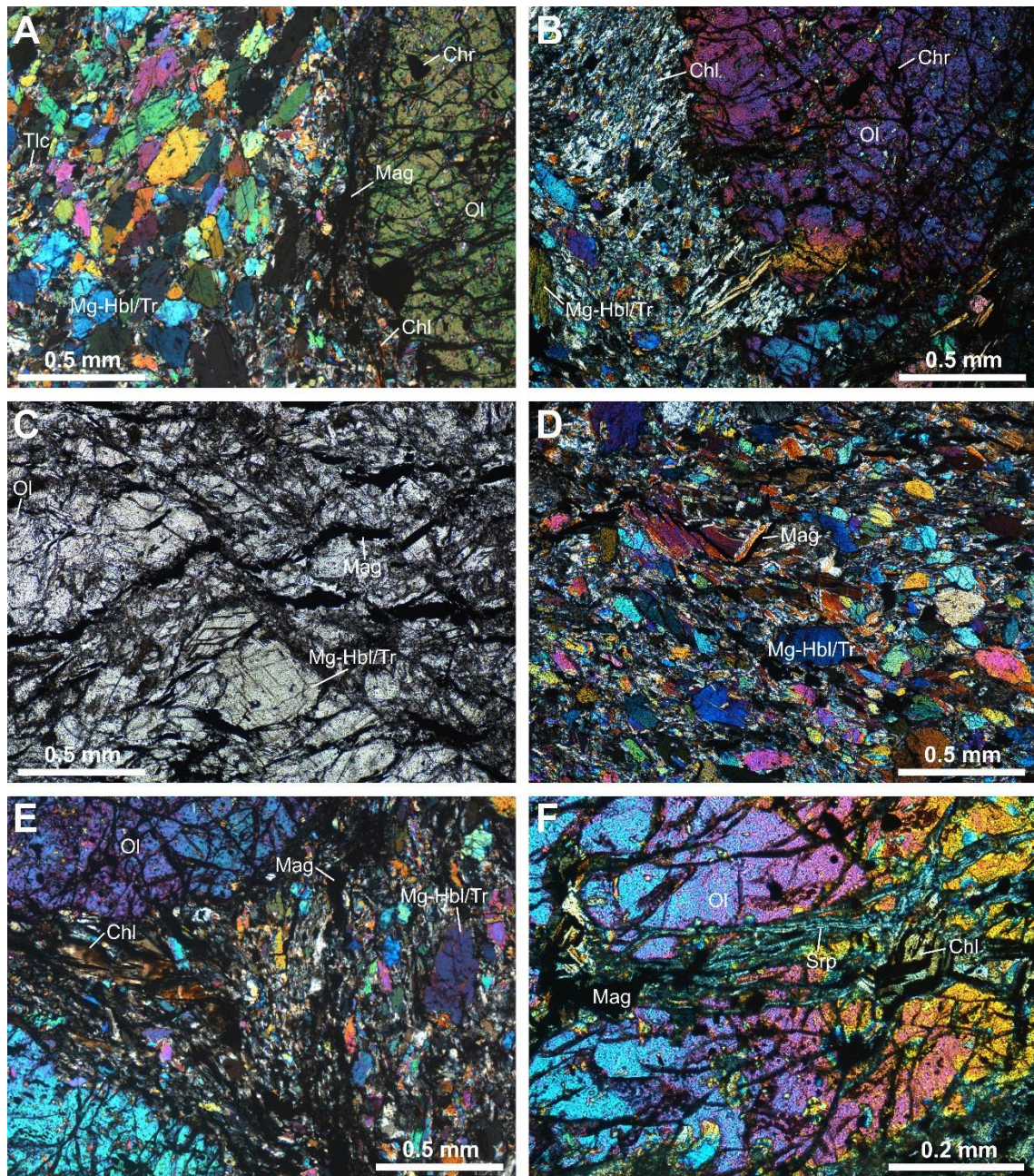
Mineral	%	Mineral	%
Olivina	40	Cummingtonita	1
Magnésiohornblenda/tremolita	25	Cromita	< 1
Clorita	17	Pentlandita	< 1
Talco	5	Serpentina	< 1
Ortopiroxênio	7	Calcopirita	< 1
Magnetita	2.5	Espinélio	< 1
Pirrotita	1.2		

Descrição Microscópica

Rocha ultramáfica formada por fenocristais até centimétricos de olivina com inclusões de cromita, imersos em uma matriz fina extensivamente recristalizada, formada por magnésiohornblenda/tremolita em textura nematoblástica, clorita e talco em textura lepidoblástica, magnetita e relictos de ortopiroxênio. A foliação externa contorna os cristais primários de olivina. Cummingtonita, serpentina e sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

A olivina (8.8 mm em média) forma cristais arredondados altamente fraturados e levemente alterados, sendo levemente substituída por cummingtonita nas bordas ou serpentina ao longo de fraturas. Cristais euédricos a subédricos de magnésiohornblenda/tremolita (< 1.2 mm, 0.35 mm em média), com pleocroísmo incolor a verde claro, são contornados ou cortados por finas injeções de óxido ou sulfeto. O talco (< 0.8 mm) forma lamelas com pleocroísmo incolor a verde pálido e parece não estar em equilíbrio com a magnésiohornblenda/tremolita em alguns domínios. Lamelas de clorita (< 0.2 mm), com cor de interferência cinza a amarelo acastanhado, ocorrem associadas à magnetita. Cristais anédricos de ortopiroxênio (< 0.2 mm) ocorrem dispersos e em desequilíbrio com os minerais que compõem a matriz.

A magnetita (< 0.2 mm) ocorre como finas injeções ou cristais subédricos a euédricos na matriz, orientada segundo a foliação, ou cortando a olivina associada à serpentina e clorita. Cristais euédricos a subédricos de cromita (< 0.25 mm) ocorrem inclusos na olivina e se mostram parcialmente alterados para espinélio, às vezes com coloração verde escura em luz transmitida. Os sulfetos são intersticiais e consistem de pirrotita (< 0.2 mm), calcopirita (< 0.1 mm) e pentlandita (< 0.1 mm). Cristais anédricos de pirrotita e calcopirita ocorrem associados em meio ao talco, e a pentlandita ocorre como injeções muito finas que acompanham a foliação.



Prancha FD25-156.25. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis cruzados mostrando fenocristal de olivina, fortemente fraturada e levemente alterada, com inclusões de cromita subédrica. O relicto se encontra imerso em uma matriz formada por cristais subédricos a euédricos de magnesianhornblenda/tremolita em arranjo nematoblástico junto a algumas lamelas de talco, e lamelas clorita associadas a finas injeções de magnetita. B) Fenocristais de olivina fortemente fraturada e mostrando desequilíbrio com finas lamelas de clorita orientadas perpendicularmente à foliação definida por cristais subédricos de magnesianhornblenda/tremolita. Nicóis cruzados. C) Cristal fino de olivina e foliação fina marcada por cristais subédricos a euédricos de magnesianhornblenda/tremolita, contornados ou atravessados por finas injeções de magnetita. Nicóis paralelos. D) Foliação marcada por cristais subédricos a euédricos, finos a muito finos de magnesianhornblenda/tremolita, contornados ou atravessados por finas injeções de magnetita. Nicóis cruzados. E) Fenocristais de olivina contornados pela foliação externa fina, definida por cristais de magnesianhornblenda/tremolita e lamelas de clorita associadas à magnetita anédrica. Nicóis cruzados. F) Leve serpentinização da olivina, com a serpentina preenchendo fraturas e associada à clorita e magnetita anédrica. Nicóis cruzados.

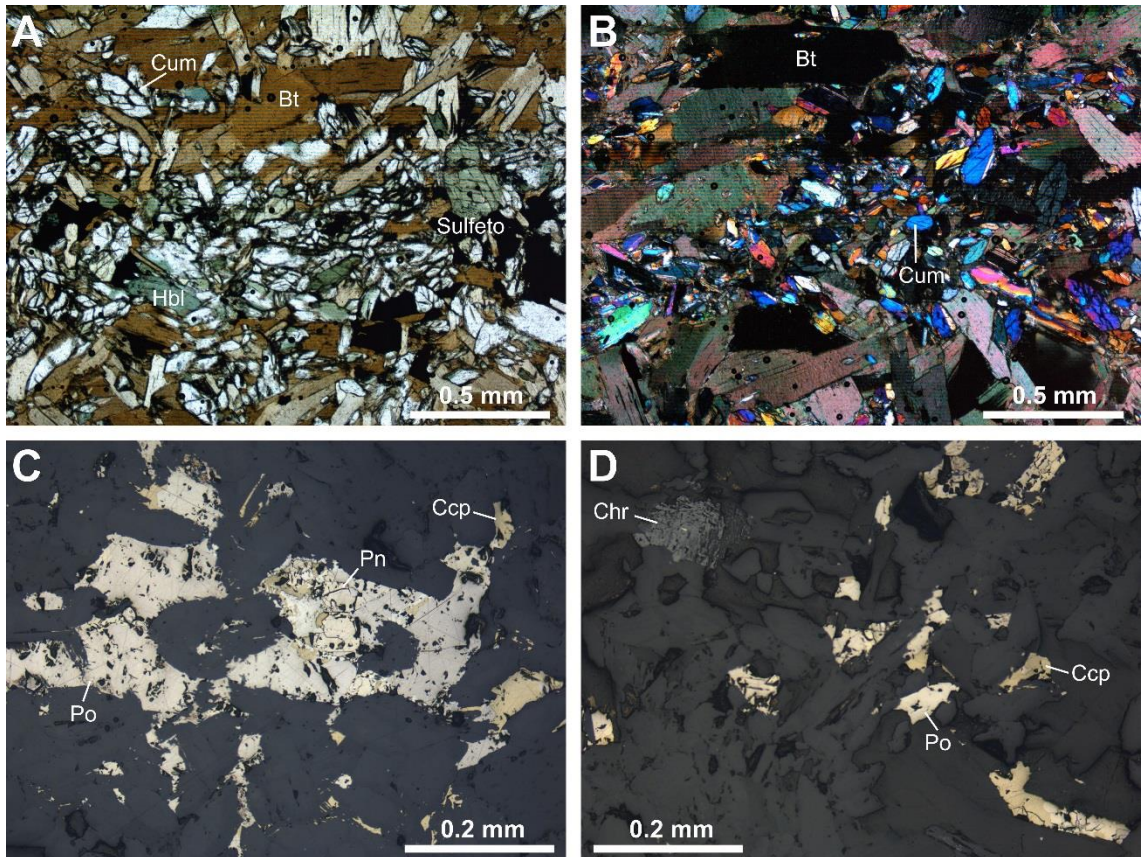
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Cummingtonita	55	Calcopirita	< 1
Biotita	40	Pirita	< 1
Hornblenda	2	Pentlandita	< 1
Pirrotita	1	Quartzo	< 1
Cromita	< 1	Apatita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha anisotrópica de grão fino formada essencialmente por dois tipos de anfibólio (cummingtonita e hornblenda) em textura nematoblástica e biotita em arranjo lepidoblástico, contendo sulfetos e óxidos como minerais acessórios e raras ocorrências de apatita e quartzo intersticiais. Cristais finos euédricos de cummingtonita (0.2 mm em média), incolores e frequentemente geminados, se formam largamente como substituição à hornblenda, esta com pleocroísmo em tons de verde. Lamelas subédricas a euédricas de biotita (0.75 mm em média), com pleocroísmo de amarelo pálido a marrom, se mostram intersticiais aos cristais de anfibólio e podem contê-los como inclusões. Finas alterações por biotita ao longo das clivagens de cummingtonita são observadas em alguns domínios. Cristais de quartzo (< 0.05 mm) e apatita (< 0.05 mm) são anédricos e intersticiais à biotita.

Sulfetos (< 0.1 mm) consistem de cristais anédricos de pirrotita predominante, calcopirita, pirita e pentlandita. A pirrotita pode ocorrer ao longo de clivagens da biotita e pode apresentar exsoluções de pentlandita em lamelas descontínuas. Cristais arredondados de cromita (< 0.05 mm), em desequilíbrio com os anfibólios e a biotita e fortemente alterados, têm uma distribuição uniforme e podem ocorrer inclusos na biotita.



Prancha FD25-173.80. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais de cummingtonita e hornblenda em textura nematoblástica, lamelas de biotita em textura lepidoblástica incipiente e sulfeto intersticial. A hornblenda é parcialmente pseudomorfizada por cummingtonita. B) Cristais de cummingtonita em textura nematoblástica, usualmente geminada, e lamelas de biotita em textura lepidoblástica. Nicóis cruzados. C) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando sulfetos intersticiais, que consistem em cristais anédricos de pirrotita, calcopirita e pentlandita. D) Cristais anédricos intersticiais de pirrotita e calcopirita e cristal alterado de cromita.

Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Clinopiroxênio	72	Quartzo	< 1
Hornblenda	20	Titanita	< 1
Pirrotita	3	Epidoto	< 1
Grunerita	2	Esfalerita	< 1
Calcopirita	1.5	Pentlandita	< 1
Pirita	< 1	Carbonato	< 1
Actinolita	< 1	Apatita	< 1

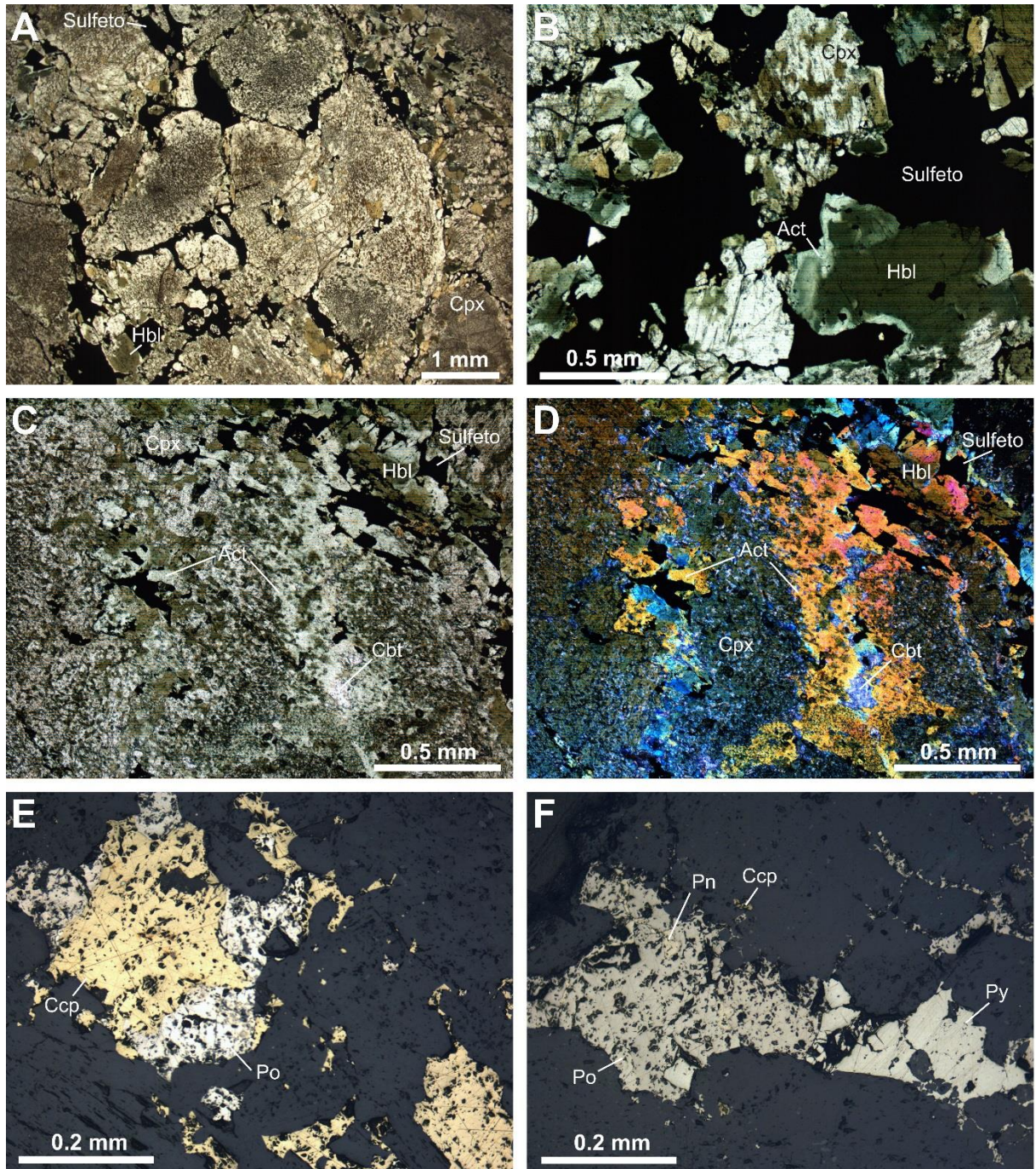
Descrição Microscópica

Rocha de grão grosso composta por cristais cumulus variavelmente alterados de clinopiroxênio com domínios intersticiais completamente recristalizados, formados por um fino arranjo de hornblenda, grunerita, titanita, quartzo, minerais do grupo do epidoto, carbonato, apatita e sulfeto intersticial.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam tendência tabular (< 1 cm) e são parcialmente substituídos por hornblenda. A hornblenda apresenta forte pleocroísmo (castanho esverdeado a verde pálido) e ocorre como cristais xenoblásticos finos substituindo as bordas e o interior do Cpx ou como agregados granoblásticos (< 2.5 mm) na interface entre grãos cumulus. A grunerita é incolor e mostra geminação múltipla frequente, substituindo parcial a totalmente a hornblenda e margeia o contato dos silicatos com os sulfetos. A actinolita, de pleocroísmo incolor a verde claro, substitui bordas e fraturas do Cpx e bordas da hornblenda.

Subordinadamente, cristais idioblásticos de titanita (< 0.5 mm), com geminação simples ou múltipla frequente, e xenoblásticos de quartzo (< 0.5 mm) e epidoto (< 0.5 mm) ocorrem preferencialmente associados à hornblenda. Carbonato (< 0.25 mm) tem uma distribuição irregular associada à actinolita, enquanto a apatita ocorre como raros cristais euédricos (< 0.05 mm).

Os sulfetos se distribuem em um arranjo granoblástico intersticial, podendo englobar finos fragmentos silicáticos, e na forma de esparsas vênulas sub-milimétricas, cortando o Cpx e a hornblenda. Os sulfetos compreendem cristais anédricos de pirrotita (< 0.2 mm), calcopirita (< 0.2 mm), esfalerita (< 0.1 mm), pentlandita (< 0.05 mm) e subédricos a euédricos de pirita (< 0.2 mm). A pirita ocorre como cordões que margeiam os cristais anédricos de pirrotita. Pentlandita anédrica ocorre associada e, mais raramente, forma exsoluções em chamas (*flames*) na mesma.



Prancha FD25-198D. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando clinopiroxenito formado por cristais cumulus alterados de clinopiroxênio, de tamanho fino a médio, com domínios intersticiais constituídos por um arranjo fino de hornblenda e sulfetos. A hornblenda mostra constantemente substituição parcial por grunerita ou actinolita. B) Domínio intersticial rico em sulfeto, podendo englobar finos fragmentos de clinopiroxênio, parcialmente alterado por hornblenda, ou de anfibólios que formam os domínios intersticiais. A hornblenda exibe uma complexa relação de substituição por grunerita ou actinolita. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando substituição do clinopiroxênio por actinolita e cabonato ao longo das bordas e fraturas do cristal fortemente alterado por hornblenda. Sulfeto anédrico corta os anfibólios. E) Cristais anédricos de calcopirita e pirrotita intersticiais. F) Cristais anédricos de pirrotita, pentlandita e calcopirita e subédricos de pirrita associados.

Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Clinopiroxênio	50	Pirita	1.2
Hornblenda	25	Quartzo	< 1
Grunerita	10	Esfalerita	< 1
Titanita	3	Pentlandita	< 1
Carbonato	3	Actinolita	< 1
Calcopirita	3	Ilmenita	< 1
Pirrotita	2.5	Rutilo	< 1

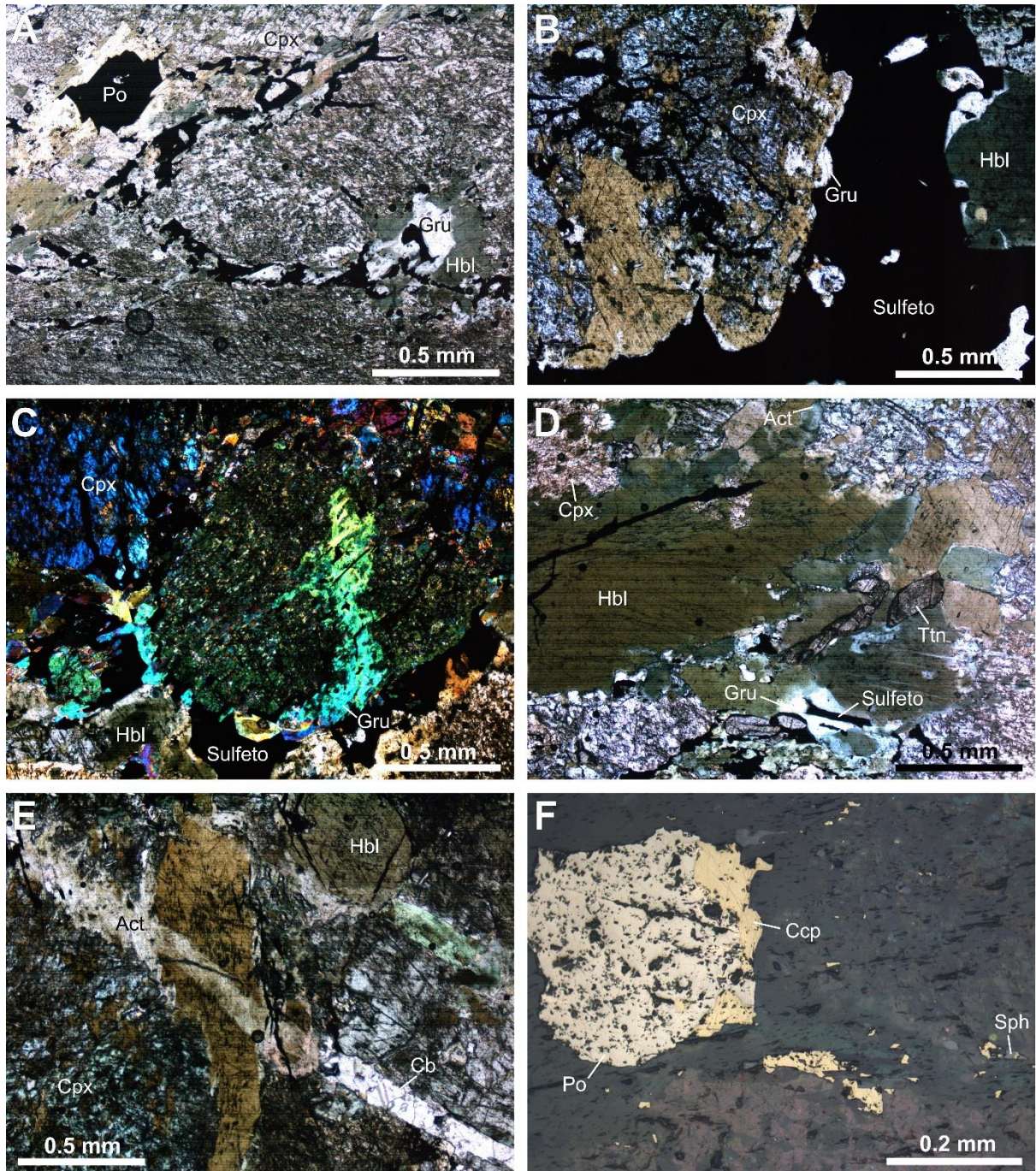
Descrição Microscópica

Rocha de grão médio composta por cristais cumulus variavelmente alterados de clinopiroxênio com domínios intersticiais completamente recristalizados, formados por um fino arranjo de hornblenda, grunerita, titanita, quartzo, actinolita, rutilo e sulfetos.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam tendência tabular (< 3 mm), muitas vezes exibem aspecto sujo e são parcialmente substituídos por hornblenda e grunerita. A hornblenda apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a verde e ocorre como cristais xenoblásticos finos substituindo as bordas e o interior do Cpx ou como agregados de cristais subédricos a euédricos (< 1 mm) intersticiais. A grunerita, incolor e com geminação múltipla frequente, e a actinolita, com pleocroísmo incolor a verde claro, substituem parcialmente a hornblenda e o Cpx nas bordas ou ao longo de caminhos irregulares.

Subordinadamente, cristais subédricos de titanita ocorrem como cristais individuais (< 1 mm) associados à hornblenda. Cristais anédricos de quartzo (< 0.1 mm) são ocasionais e associados à hornblenda de alteração do Cpx. Carbonato (< 0.25 mm) tem uma distribuição irregular intersticial e ocorre associada à actinolita em veios. Cristais anédricos de rutilo (< 0.1 mm) são associados aos sulfetos.

Os sulfetos se distribuem como cristais anédricos intersticiais finos a muito finos, podendo englobar finos fragmentos silicáticos, e na forma de esparsas vênulas sub-milimétricas, cortando toda a trama. Os contatos com os silicatos geralmente desenvolvem uma margem de grunerita. Os sulfetos compreendem cristais anédricos de pirrotita (< 0.2 mm), calcopirita (< 0.2 mm), pentlandita (< 0.05 mm), esfalerita (< 0.2 mm) e subédricos de pirita (< 0.1 mm). A pentlandita ocorre como exsoluções em chamás (*flames*) na pirrotita. A pirrotita pode oxidar nas bordas e microveios de calcopirita cortam a titanita. A pirita forma raros cristais intersticiais e preenche veios submilimétricos. Rutilo ocorre como cristais anédricos associados aos sulfetos.



Prancha FD25-198.40. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais médios de Cpx fortemente alterados por hornblenda e com aspecto sujo, com domínios intersticiais transformados para hornblenda e sulfetos tardios. O contato da hornblenda com o sulfeto geralmente é marcado pela formação de grunerita. B) Cristais médios de Cpx com aspecto sujo e parcialmente substituídos por hornblenda e sulfeto intersticial, podendo englobar pequenos fragmentos irregulares. Nicóis paralelos. C) Cristais médios de Cpx com aspecto sujo e parcialmente substituídos por hornblenda com sulfeto intersticial. Actinolita substitui a hornblenda e o Cpx nas bordas e por caminhos irregulares. Nicóis cruzados. D) Agregado de cristais subédricos de hornblenda e titanita em domínios intersticiais de cristais parcialmente alterados de clinopiroxênio. A hornblenda é substituída por actinolita nas bordas ou ao longo das clivagens. Sulfeto ocorre como finas injeções, podendo induzir a formação de grunerita no contato com a hornblenda. Nicóis paralelos. E) Cristais de clinopiroxênio cumulus fortemente alterados e irregulares de hornblenda cortados por veios de actinolita e carbonato. Nicóis paralelos. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando sulfetos intersticiais, consistindo de cristais anédricos de pirrotita, calcopirita e esfalerita.

Composição Modal

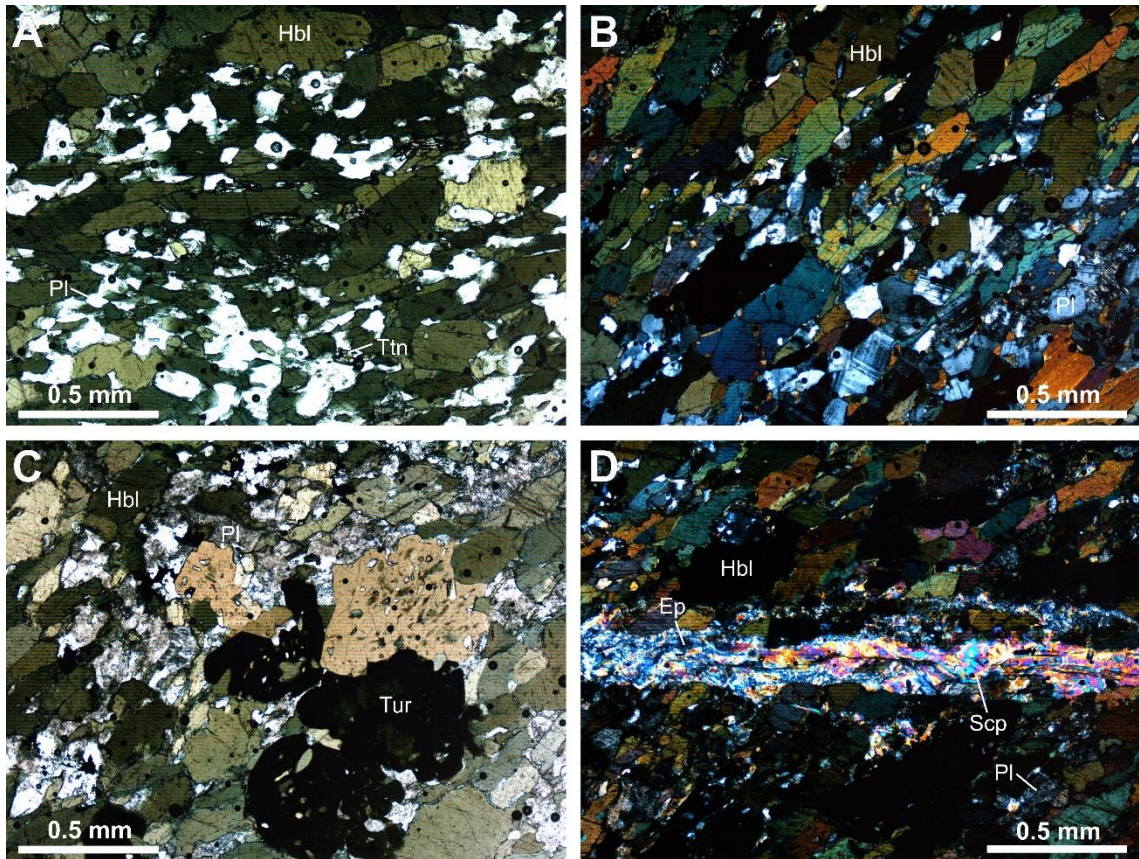
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	52	Titanita	< 1
Plagioclásio	20	Calcopirita	< 1
Turmalina	10	Apatita	< 1
Epidoto/Zo/Czo	7.5	Biotita	< 1
Escapolita	3	Rutilo	< 1
Pirrotita	2	Ilmenita	tr
Clorita	1.5	Zircão	tr
Carbonato	1.3	Pirita	tr
Feldspato potássico	1	Pentlandita	tr

Descrição Microscópica

Rocha foliada de grão fino, formada por hornblenda predominante em textura nematoblástica e cristais de plagioclásio em arranjo granoblástico, por vezes segregados em diferentes domínios, e cristais de turmalina subordinados sem orientação preferencial. Domínios da alteração com epidoto (ou zoisita/clinozoisita), titanita, e carbonato têm uma pequena distribuição, assim como os óxidos e sulfetos.

Cristais subédricos de hornblenda (1.1 mm em média) apresentam pleocroísmo de amarelo pálido a verde e raramente são substituídas por biotita (< 0.1 mm). Cristais anédricos de plagioclásio (0.25 mm em média) são parcial a totalmente saussuritizados e exibem geminação lei da albita, por vezes descontínua, ou em um padrão cruzado não homogêneo no cristal. Turmalina anédrica (< 0.7 mm), com pleocroísmo de castanho rosado a marrom escuro, mostra resquícios de hornblenda no interior dos cristais e inclusões de plagioclásio e titanita, mostrando-se tardia aos demais. Cristais subédricos de titanita (< 0.15 mm) são intersticiais, orientados segundo a foliação, ou ocorrem como inclusões na hornblenda e turmalina. Cristais anédricos de epidoto (< 0.55 mm em média) associa-se ao carbonato \pm titanita como alteração parcial do plagioclásio ou, ocasionalmente, da hornblenda. Da mesma forma, cristais anédricos de escapolita (< 0.2 mm) se formam a partir da substituição parcial do plagioclásio. Raros cristais euédricos de apatita (< 0.1 mm) e alongados de zircão (< 0.05 mm) ocorrem em meio à hornblenda e plagioclásio. Veios finos de epidoto e carbonato (\pm plagioclásio, clorita, titanita, escapolita, rutilo e sulfetos) cortam toda a trama, oblíquos à foliação, e são cortados por veios incipientes muito finos de escapolita e carbonato, proximamente paralelos à foliação. Um veio de feldspato potássico corta a turmalina, hornblenda e plagioclásio quase perpendicularmente à foliação.

A ilmenita (< 0.1 mm) forma cristais irregulares intersticiais e se mostra parcialmente substituída por titanita. Cristais subédricos de rutilo (< 0.1 mm) ocorrem no veio de epidoto e carbonato. Os sulfetos ocorrem dispersos e consistem de cristais anédricos a subédricos de pirrotita, calcopirita e pirita (< 0.1 mm). A pirrotita (< 0.15 mm) substitui parcialmente a hornblenda e o plagioclásio associados à calcopirita (< 0.1 mm), e raramente mostram exsolução em chama (*flames*) de pentlandita. A pirrotita é margeada por epidoto localmente.



Prancha FD25-205.80. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando relações texturais do anfibólito, com cristais subédricos de hornblenda em textura nematoblástica, cristais subédricos de titanita também orientados e cristais anédricos de plagioclásio em arranjo granoblástico, estes por vezes levemente saussuritizados. B) Domínios ricos em cristais subédricos de hornblenda em textura nematoblástica e domínios ricos em plagioclásio em arranjo granoblástico. O plagioclásio é parcialmente sericitizado e exhibe geminação lei da albita ou em um padrão cruzado não homogêneo. Nicóis cruzados. C) Cristais anédricos de turmalina marrom em substituição à hornblenda, que define a foliação na rocha. Cristais de plagioclásio em arranjo granoblástico mostram-se fortemente saussuritizados. Nicóis paralelos. D) Veio de epidoto e escapolita cortando a trama formada por hornblenda em textura nematoblástica e alguns cristais anédricos de plagioclásio, por vezes saussuritizado. Nicóis cruzados.

Composição Modal

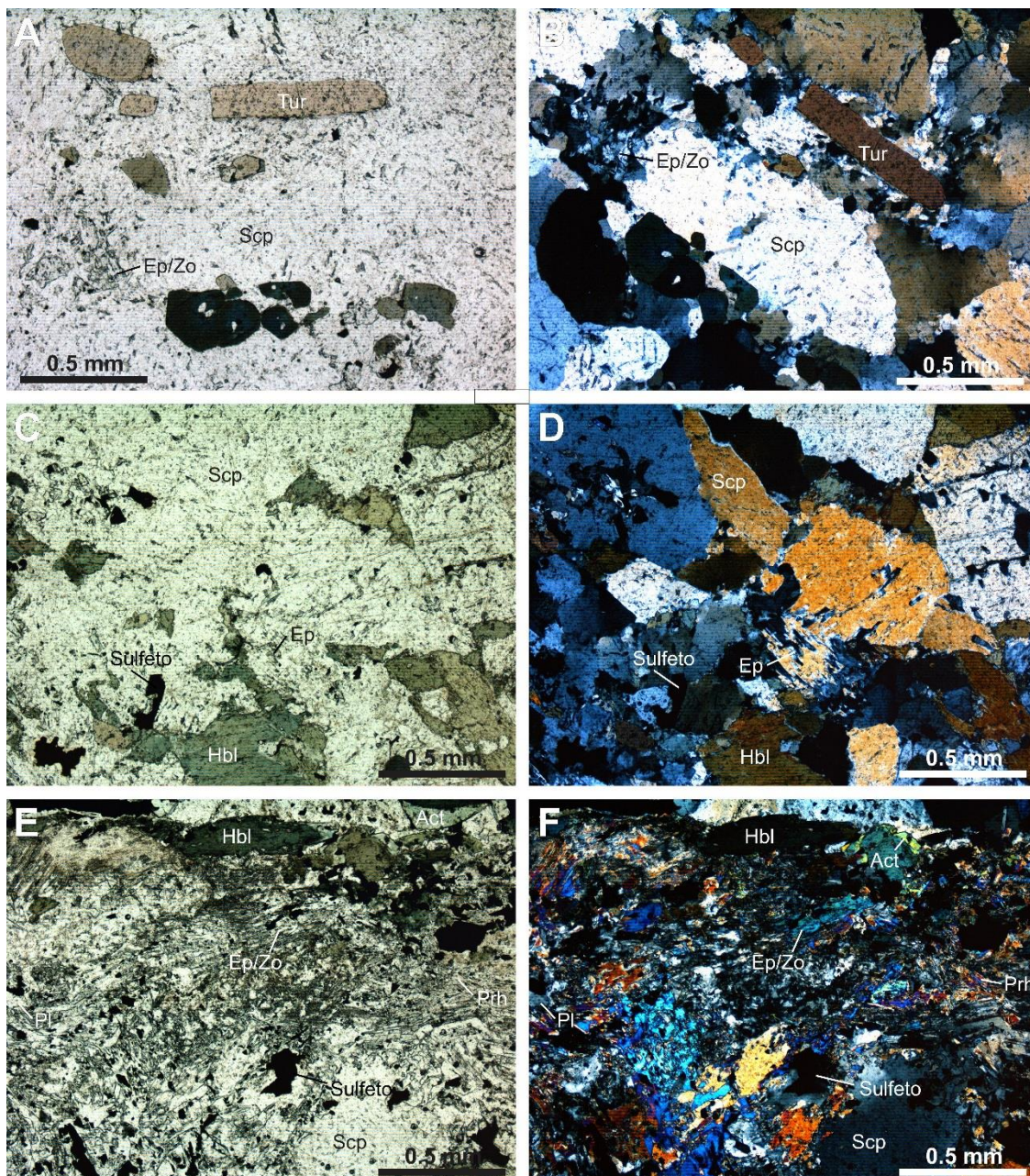
Mineral	%	Mineral	%
Escapolita	51	Calcopirita	2
Hornblenda	30	Prehnita	< 1
Epidoto/zoisita	6	Carbonato	< 1
Quartzo	4	Titanita	< 1
Turmalina	4	Apatita	< 1
Plagioclásio	2	Pirrotita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio extensivamente transformada, marcada por domínios com hornblenda predominante em textura nematoblástica e zonas de alteração com escapolita e turmalina. Alteração com epidoto, carbonato e plagioclásio se concentram em alguns domínios. Sulfetos são intersticiais ou ocorrem em microveios e se mostram diretamente associados à alteração com epidoto.

A hornblenda (< 0.6 mm), com pleocroísmo de amarelo a verde escuro ou castanha rosada a verde acastanhado escuro, forma um agregado de cristais subédricos a euédricos e pode conter inclusões de quartzo e escapolita. Eventualmente, há sobrecrescimento de espessuras variáveis de actinolita, com pleocroísmo incolor a verde claro. Cristais anédricos de quartzo (0.3 mm em média) ocorrem associados à hornblenda ou inclusos na mesma. Cristais anédricos de plagioclásio (0.25 mm em média), em meio ao domínio de alteração com epidoto, se são levemente alterados e apresentam geminação lei da albita, que pode ser mostrar descontínua. A escapolita (< 1 mm), com baixa birrefringência, forma um agregado granoblástico associado a cristais euédricos prismáticos de turmalina (< 0.8 mm), que apresenta zonação (núcleo azulado e a borda marrom) e pleocroísmo de castanho rosado a tons escuros. O epidoto substitui parcialmente escapolita e hornblenda e associam-se a plagioclásio, prehnita e carbonato, formando cristais irregulares finos a muito finos (< 0.5 mm). Cristais muito finos de titanita (< 0.05 mm) encontram-se inclusos na hornblenda e turmalina.

Os sulfetos são irregulares e consistem de calcopirita (< 0.1 mm) predominante e pirrotita (< 0.1 mm) associada. Cristais de calcopirita podem ser margeados por minerais do grupo do epidoto ou plagioclásio.



Prancha FD25-229.20. A) e B) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando domínio formado por cristais de escapolita predominantes com contatos retos a levemente serrilhados e, em menor abundância, cristais euédricos de turmalina. A escapolita apresenta baixa birrefringência e mostra desequilíbrio com cristais anédricos de epidoto. A turmalina é zonada, com coloração azul no núcleo e marrom nas bordas. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando domínio rico em cristais anédricos de escapolita, subordinadamente com cristais subédricos de hornblenda e sulfetos. E) e F) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando domínio de alteração com epidoto, plagioclásio, prehnita e sulfetos, substituindo a escapolita e a hornblenda. Cristais anédricos a subédricos de hornblenda podem exibir sobrecrescimento por actinolita ao longo de parte das bordas. Cristais de plagioclásio se formam nas bordas do sulfeto.

Composição Modal

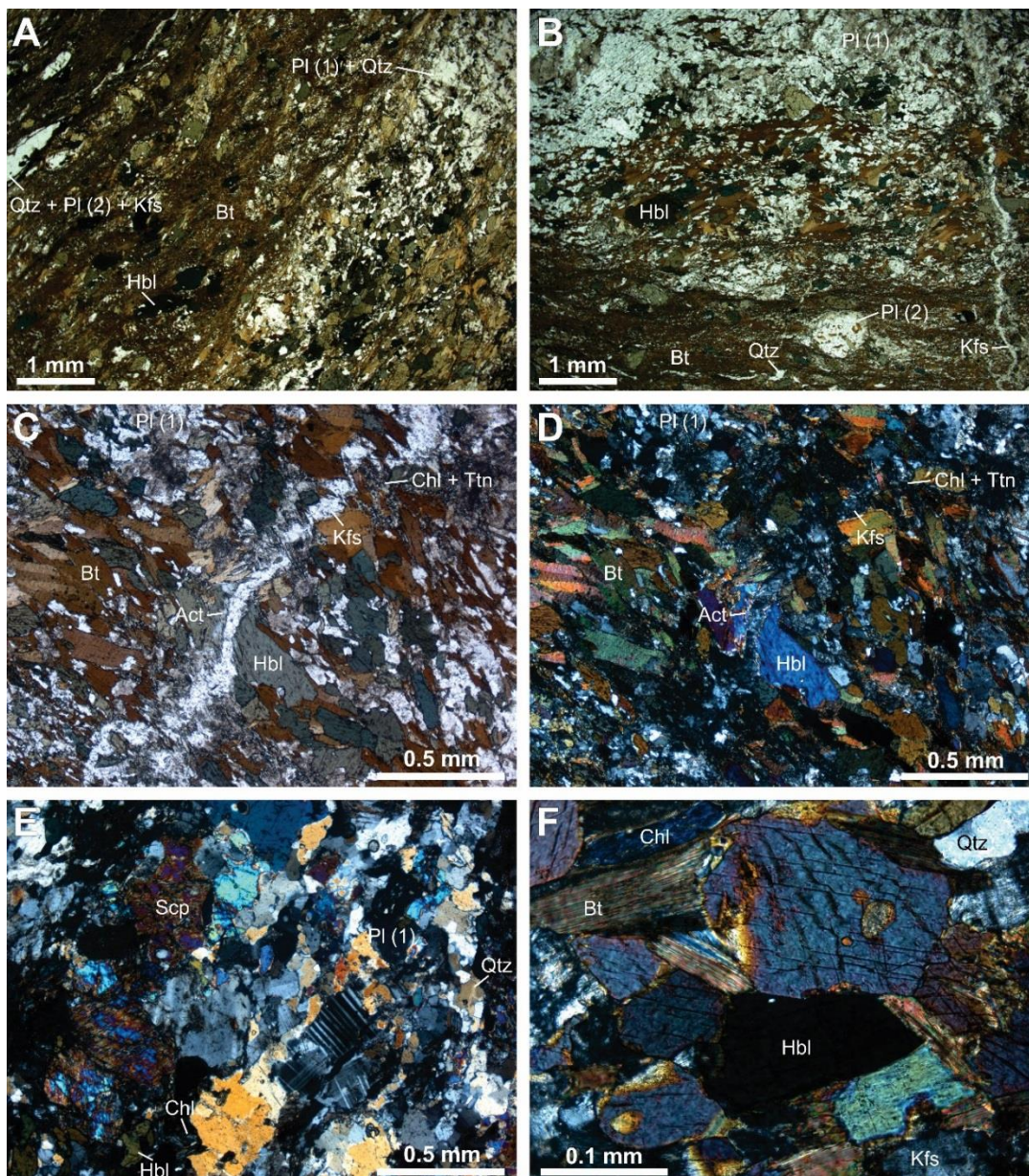
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio (1)	20	Zircão	< 1
Biotita	30	Apatita	< 1
Hornblenda	15	Turmalina	< 1
Escapolita	14	Calcopirita	< 1
Plagioclásio (2)	10	Titanita	< 1
K-Feldspato	5	Prehnita	< 1
Quartzo	2.8	Pirrotita	tr
Clorita	1.5	Ilmenita	tr
Carbonato	< 1	Pirita	tr
Epidoto	< 1		

Descrição Microscópica

Rocha foliada de grão médio com alteração pervasiva, formada por domínios ricos em cristais de hornblenda em textura nematoblástica ou localmente granoblástica e domínios ricos em plagioclásio (1) e quartzo em textura granoblástica. Uma banda de alteração formada por lamelas de biotita em textura lepidoblástica associadas a feldspato potássico, plagioclásio (2) e quartzo substitui a rocha. A foliação SC definida pela biotita contorna porfiroblastos de hornblenda e um poiquiloblasto arredondado de plagioclásio (2), podendo formar sombras de pressão. Cristais anédricos de quartzo (0.18 mm) ocorrem dispersos principalmente na banda de biotita. Epidoto, titanita, apatita, zircão, óxidos e sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

Cristais subédricos a euédricos de hornblenda, de tamanhos variáveis (< 1.2 mm), apresentam pleocroísmo amarelo a verde escuro ou em tons azulados e contêm inclusões de plagioclásio (1) e quartzo. Cristais de plagioclásio (1) (< 2.4 mm) exibem geminação lei da albita ou em um padrão cruzado não homogêneo, podendo apresentar feições semelhantes a texturas mimerquíticas. Substituição por feldspato potássico é comum, adquirindo um aspecto sujo. Uma segunda geração de plagioclásio (2) se associa à biotita e pode formar poiquiloclasto em meio à banda de alteração, contendo inclusões orientadas de biotita e hornblenda. O feldspato potássico ocorre como cristais anédricos de difícil reconhecimento, comumente sem geminação, em substituição ao plagioclásio (1). Lamelas de biotita (< 0.5 mm, 0,1 mm em média), de pleocroísmo amarelo a marrom, podem substituir parcialmente a hornblenda e escapolita, embora também apresentem contatos retos em diversos domínios. Agregados granoblásticos de quartzo (até 0.4 mm) mostram migração de borda de grão cristais irregulares de carbonato e sulfeto podem ocorrer associados. A escapolita (< 0.6 mm), com cor de interferência alta, e a prehnita (< 0.2 mm) formam-se em substituição ao plagioclásio (1), e cristais euédricos de apatita (0.07 mm em média) ocorrem alinhados segundo a foliação próximos à primeira. Raros cristais anédricos de turmalina (< 0.4 mm), com pleocroísmo de azul claro a azul escuro, e de epidoto (< 0.3 mm) associam-se, respectivamente, à escapolita e clorita. Lamelas de clorita (< 0.1 mm), com cor de interferência azul anômala, cortam a trama e substituem principalmente a biotita geralmente associadas a cristais subédricos de titanita (0.06 mm em média). Poucos cristais de zircão (< 0,3 mm) ocorrem intersticialmente ou associados e inclusos na biotita, formando halos pleocróicos escuros. Um veio muito fino levemente deformado é constituído de feldspato potássico ao longo do domínio rico em biotita e causa alteração no contato com o plagioclásio (1) para carbonato e sericita. Veios muito finos de clorita cortam toda a trama proximamente perpendicular ou paralelo à foliação.

Sulfetos são intersticiais, ocorrem ao longo do plano C de foliação da biotita ou associados à clorita, consistindo de calcopirita, pirrotita e pirita. Cristais anédricos pirrotita (< 0.15 mm) ocorrem nos domínios de quartzo e plagioclásio (1), e cristais euédricos de pirita (< 0.1 mm) ocorrem inclusos na biotita. Cristais de ilmenita (< 0.1 mm) ocorrem ao longo do plano C de foliação e no domínio de alteração do plagioclásio (1) por escapolita.



Prancha FD25-240.90. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando a banda de alteração com biotita substituindo a rocha previamente formada por domínios com hornblenda em textura nematoblástica e plagioclásio (1) e quartzo em arranjo granoblástico. A biotita ocorre em lamelas muito finas que definem uma foliação SC, contornando cristais finos a médios de hornblenda e associada a quartzo, plagioclásio (2) e feldspato potássico. Os sulfetos e óxidos ocorrem ao longo do plano C. B) Banda de biotita com foliação SC substituindo domínio rico em plagioclásio (1), envolvendo poiquiloblasto arredondado de plagioclásio (2), cristais de hornblenda em textura nematoblástica e agregados granoblásticos de quartzo. O plagioclásio (2) contém inclusões orientadas de biotita e desenvolve sombra de pressão. Um veio fino de feldspato potássico corta toda a trama perpendicularmente à foliação. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando veio de feldspato potássico perpendicular à foliação marcada por biotita, hornblenda, plagioclásio (1) e feldspato potássico. A hornblenda pode alterar nas bordas para actinolita. Lamelas de clorita substituem a biotita associadas à cristais muito finos de titanita. E) Domínio rico em cristais anédricos de plagioclásio e quartzo em textura granoblástica, o primeiro parcialmente substituído por escapolita, além de alguns cristais finos subédricos de hornblenda. A clorita substitui quase completamente finas lamelas de biotita. Nicóis cruzados. F) Cristais de hornblenda e agregados de quartzo e K-feldspato, este em substituição ao plagioclásio. A hornblenda é parcialmente substituída por lamelas finas de biotita que, por sua vez, é em parte substituída por clorita, com cor de interferência azul anômala. Nicóis cruzados.

Composição Modal

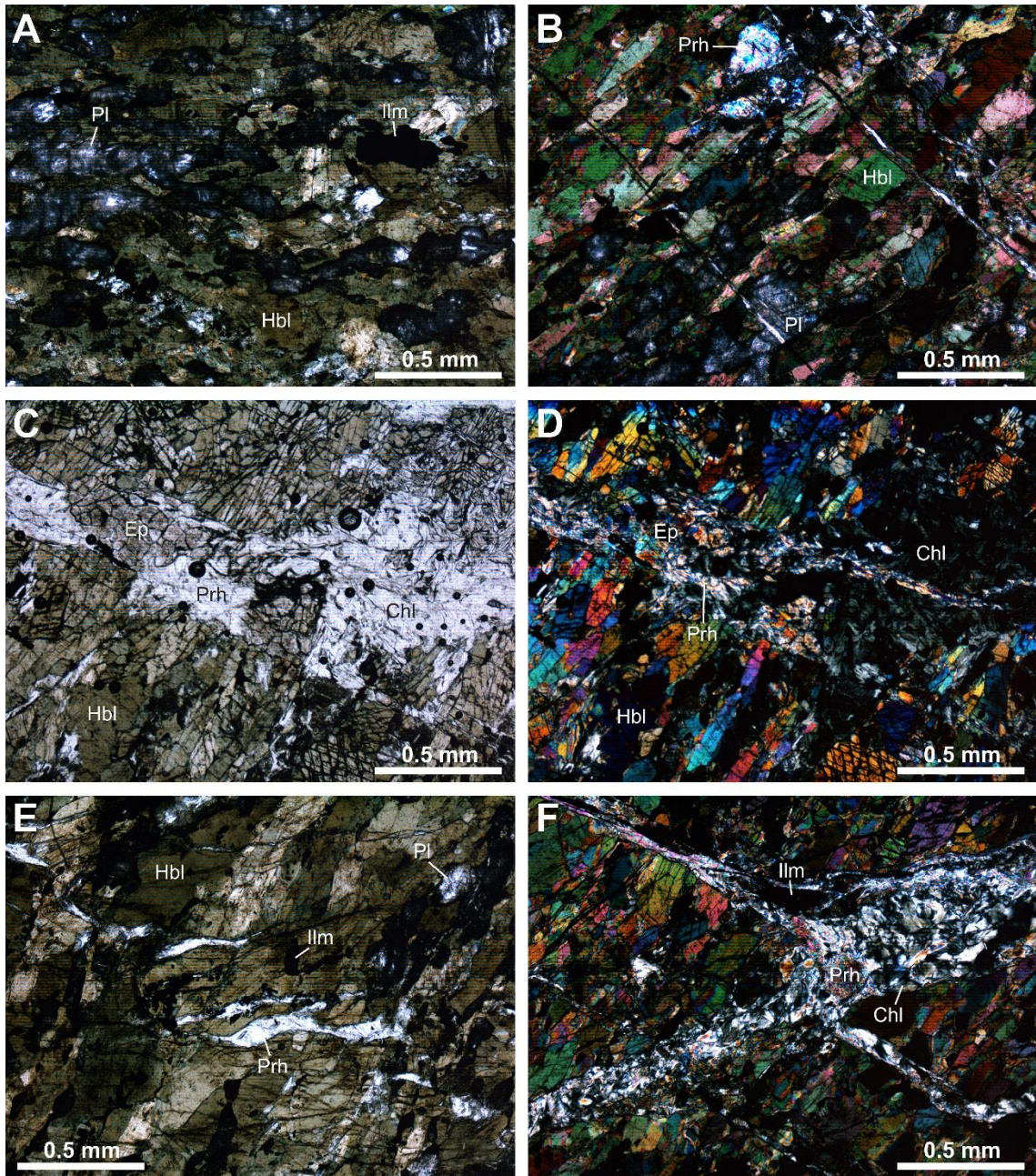
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	77	Ilmenita	1
Plagioclásio	10	Titanita	< 1
Prehnita	5.5	Pirrotita	< 1
Clorita	4	Calcopirita	< 1
Epidoto/zoizita	1	Allanita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha de granulação média, com foliação marcada por cristais de hornblenda predominantes em textura nematoblástica e cristais de plagioclásio alinhados. Titanita, óxidos e sulfetos ocorrem como minerais acessórios, havendo também raros cristais de allanita. Veios preenchidos por clorita e prehnita (\pm epidoto, titanita, ilmenita e sulfetos) cortam toda a trama.

A hornblenda (< 1.5 mm) forma cristais anédricos a subédricos, com pleocroísmo de amarelo pálido a verde amarelado. Cristais anédricos de plagioclásio (< 1.2 mm) são parcial a fortemente substituídos por prehnita fina e, por vezes, epidoto. Lamelas muito finas de clorita apresentam cor de interferência cinza e o epidoto que constitui o veio forma grãos fragmentados com aspecto sujo. Cristais euédricos de allanita (0.28 mm) ocorrem em meio à hornblenda. O veio *en echelon* com clorita, prehnita, titanita e ilmenita é perpendicular à foliação e se mostra truncado e deslocado por um veio diagonal à foliação constituído por clorita, prehnita, titanita e pirrotita.

A ilmenita ocorre em desequilíbrio com a hornblenda, ocorrendo na interface entre os cristais anfibólio ou ao longo de suas clivagens. Alteração para rutilo e hematita pode ser observada em alguns domínios. Sulfetos consistem de pirrotita e calcopirita ocorrem intersticialmente ou em veios diagonais e perpendiculares à foliação.



Prancha FD25-255.90. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando anfíbolito formado por cristais anédricos de hornblenda em textura nematoblástica e cristais anédricos de plagioclásio, este com aspecto sujo. Ilmenita anédrica é intersticial. B) Microveios de prehnita cortando perpendicularmente a foliação definida por hornblenda e plagioclásio. Prehnita também substitui fortemente os cristais anédricos de plagioclásio. Nicóis cruzados. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, exibindo veio fino preenchido por lamelas muito finas de clorita, com cor de interferência cinza, e prehnita e cristais finos fragmentados de epidoto com aspecto sujo. O veio corta quase perpendicularmente a foliação definida por hornblenda. E) Veio de prehnita *en echelon* cortando diagonalmente a foliação formada por hornblenda. Nicóis paralelos. F) Veios muito finos de prehnita, clorita e ilmenita perpendiculares à foliação truncados e deslocados por um veio fino de clorita e prehnita. Nicóis cruzados.

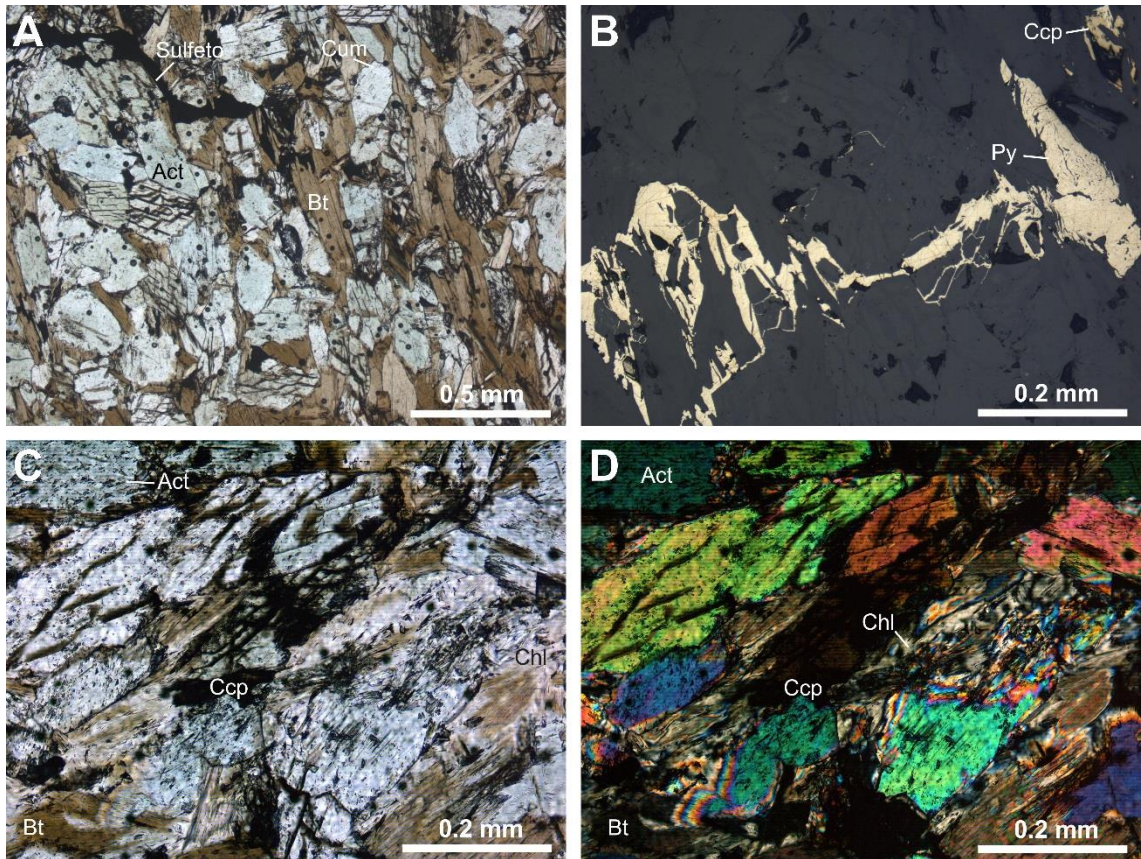
Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Biotita	44	Calcopirita	< 1
Actinolita	40	Titanita	< 1
Cummingtonita	10	Pirrotita	< 1
Pirita	2.8	Cromita	< 1
Clorita	1	Ilmenita	tr

Descrição Microscópica

Rocha anisotrópica de grão fino formada por actinolita, cummingtonita e biotita, contendo cromita primária e sulfetos como minerais acessórios e poucas ocorrências de clorita de alteração. Lamelas subédricas a euédricas de biotita (0.65 mm em média), com pleocroísmo de amarelo pálido a marrom e em textura lepidoblástica, são intersticiais à actinolita. Finas alterações por biotita ao longo das clivagens de actinolita são observadas. Cristais subédricos de actinolita (0.55 em média), com pleocroísmo de incolor a verde claro e em textura nematoblástica, mostram comum zonação para bordas incolores (cummingtonita). Raros domínios de alteração com clorita com cor de interferência cinza ocorrem paralelamente à foliação. Cristais muito finos de titanita (< 0.1 mm) se formam ao longo das clivagens da biotita como subproduto de alteração da clorita.

Sulfetos são intersticiais ou ocorrem em fraturas descontínuas e perpendiculares à foliação. Os sulfetos consistem de cristais anédricos de pirita (< 0.2 mm) predominantes, calcopirita e pirrotita. A pirita ocorre associada à calcopirita intersticialmente e como finas injeções. Cristais de calcopirita (< 0.1 mm) e pirrotita (< 0.1 mm) podem ocorrer associados à alteração com clorita, a primeira por vezes invadindo as clivagens da biotita. A pirrotita (< 0.1 mm) pode formar raros cristais euédricos inclusos na actinolita. A ilmenita forma raros cristais arredondados inclusos na cummingtonita e biotita. A cromita mostra-se parcialmente alterada para magnetita.



Prancha FD26-74.30. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando a rocha anisotrópica formada por lamelas de biotita em textura lepidoblástica e cristais de actinolita em textura nematoblástica. A actinolita é zonada, com bordas mais claras formadas por cummingtonita. Sulfetos são intersticiais e ocorrem como finas injeções. B) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando fina injeção de pirita e cristais anédricos de calcopirita intersticial. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando alteração de actinolita e biotita por clorita, que apresenta cor de interferência cinza.

Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	65	Escapolita	< 1
Clinopiroxênio	27	Carbonato	< 1
Ilmenita	3	Calcopirita	< 1
Pirrotita	2	Titanita	< 1
Quartzo	1	Pentlandita	< 1

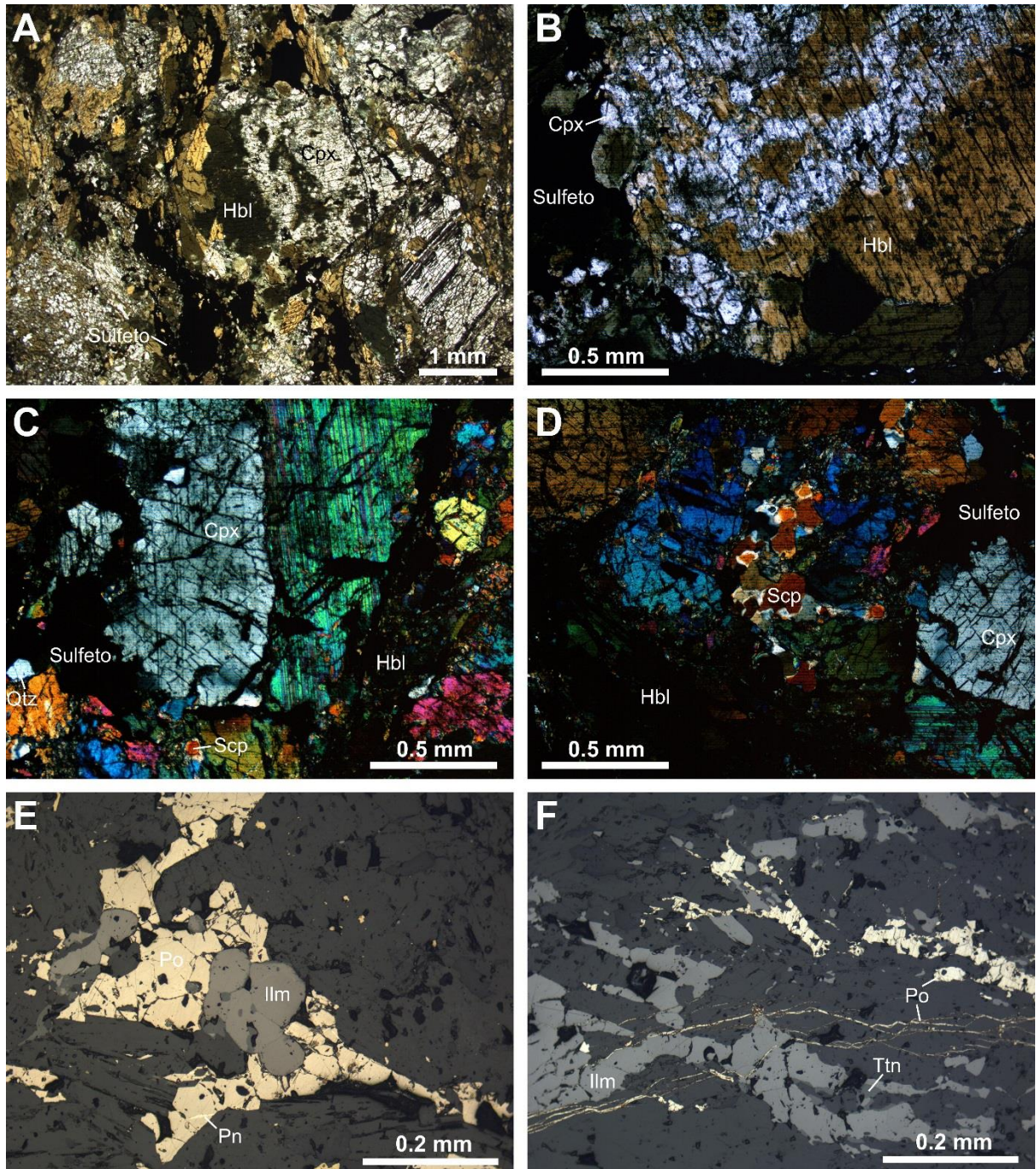
Descrição Microscópica

Rocha de grão médio composta por cristais variavelmente alterados de clinopiroxênio em arranjo cumulático dificilmente reconhecido microscopicamente, com interfaces extensivamente recristalizadas a agregados finos de hornblenda, escapolita, quartzo, titanita e carbonato. Ilmenita e sulfetos secundários são intersticiais.

O clinopiroxênio forma cristais anédricos finos a médios (< 6 mm), os maiores com tendência tabular, sendo parcialmente substituído por hornblenda nas bordas e interior dos cristais. A hornblenda apresenta forte pleocroísmo (amarelo acastanhado a verde escuro) e ocorre como cristais xenomórficos finos a médios substituindo as bordas e o interior do Cpx ou como cristais subédricos a euédricos orientados (< 2 mm) na interface entre grãos cumulus. A grunerita é incolor e mostra geminação múltipla frequente, substituindo parcial a totalmente a hornblenda. A actinolita, de pleocroísmo incolor a verde claro, altera bordas e fraturas do Cpx e bordas da hornblenda.

Subordinadamente, cristais subédricos de titanita (< 0.1 mm) ocorrem como cristais muito finos (< 0.3 mm), em parte como substituição à ilmenita. Cristais anédricos de quartzo (< 0.5 mm) são dispersos ou formam agregados granoblásticos próximos ao sulfeto, exibindo extinção ondulante e, localmente, migração de borda de grão. A escapolita (< 0.4 mm) ocorre como agregados de grãos poligonais associados à hornblenda. Carbonato (< 0.1 mm) tem uma distribuição irregular associada à alteração de Cpx por hornblenda.

Os sulfetos se distribuem intersticialmente, podendo englobar finos fragmentos silicáticos, e como disseminações e microveios, cortando o Cpx, a hornblenda e a ilmenita. Os contatos com os silicatos geralmente desenvolvem uma margem de grunerita. Os sulfetos compreendem cristais anédricos de pirrotita (< 0.5 mm), pentlandita (< 0.2 mm), pentlandita (< 0.05 mm) e subédricos de pirita (< 0.2 mm). A pirrotita ocorre como agregados granoblásticos intersticiais ou em microveios. A pentlandita ocorre principalmente como exsoluções em chamas (*flames*) na pirrotita. Ilmenita, que mostra comuns lamelas de geminação, ocorre como grãos poligonizados e disseminações anédricas em associação aos sulfetos e cortadas por microveios de pirrotita.



Prancha FD26-193.40. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando o arranjo cumulático de cristais médios de clinopiroxênio variavelmente substituídos por hornblenda e domínios intersticiais formados por hornblenda em textura nematoblástica e sulfeto tardio. B) Detalhe em cristal médio de clinopiroxênio com domínios de alteração por hornblenda no interior e ao longo das bordas do cristal. Cristais subédricos de hornblenda e anédricos de sulfeto preenchem os domínios intersticiais. Nicóis paralelos. C) Cristais finos e médios de clinopiroxênio cumulus pouco alterados, o maior exibindo geminação polissintética. Ao longo das interfaces e cortando os cristais, distribuem-se agregados de hornblenda e sulfetos, assim como alguns cristais de quartzo e escapolita. Nicóis cruzados. D) Agregado granoblástico de escapolita associado à hornblenda em domínios intersticiais a cristais cumulus anédricos médios de clinopiroxênio. Sulfeto irregular ocorre na interface entre os relictos. Nicóis cruzados. E) Fotomicrografia em luz refletida mostrando agregados granoblásticos intersticiais de pirrotita e ilmenita. A pirrotita apresenta raras exsoluções em chamadas de pentlandita e a ilmenita é levemente substituída nas bordas por titanita. F) Disseminação de agregados granoblásticos de pirrotita e ilmenita, esta parcialmente substituída por titanita e cortada por microveios da primeira.

Composição Modal

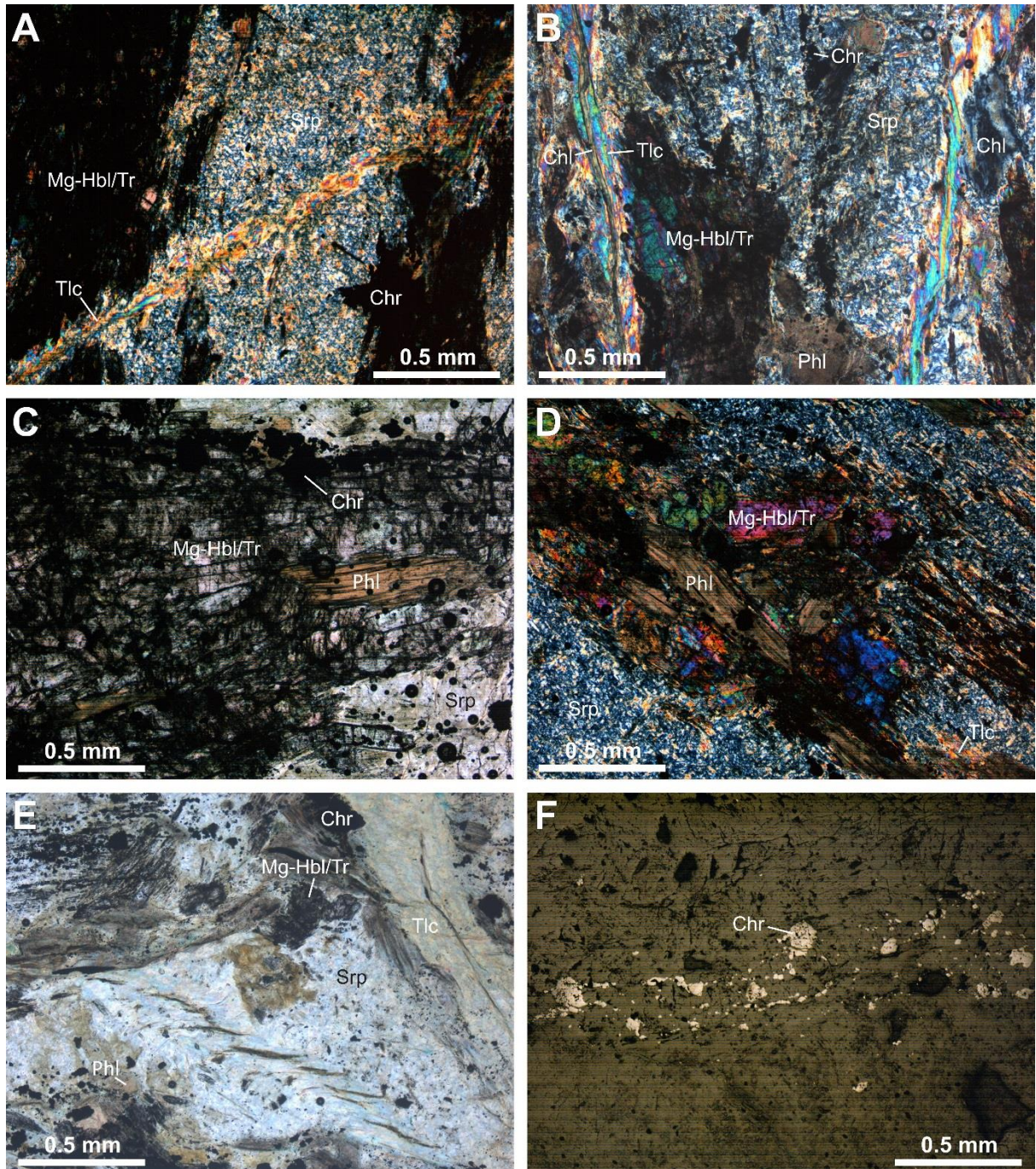
Mineral	%	Mineral	%
Serpentina	50	Cromita	3.7
Magnesiohornblenda/tremolita	25	Pentlandita	< 1
Flogopita	10	Pirita	< 1
Clorita	5	Pirrotita	< 1
Talco	5	Ilmenita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha ultramáfica fortemente serpentinizada e foliada, composta por domínios ricos em magnesiohornblenda/tremolita em textura nematoblástica e em desequilíbrio com a matriz, que consiste de serpentina, flogopita e talco. Cristais de cromita ocorrem alinhados segundo a foliação e ilmenita e sulfetos ocorrem como minerais acessórios.

A serpentina forma textura em malha muito fina, com fibras e lamelas incolores e tendendo a coloração amarela nas proximidades com a cromita. Cristais subédricos de magnesiohornblenda/tremolita (< 1.5 mm) mostram-se fortemente alterados, com aspecto sujo e parcialmente substituídos nas bordas por flogopita e talco (0.4 mm em média) em alguns domínios. Lamelas de flogopita (< 1.2 mm) são parcialmente substituídas por clorita, com cor de interferência azul a amarelado, ou talco. Veios de clorita ou talco cortam toda a trama em diversas direções, sendo aqueles proximamente paralelos à foliação mais deformados ou escalonados (*en echelon*).

A cromita (< 0.3 mm) forma cristais anédricos a subédricos por vezes fraturados e alterados. A ilmenita (< 0.1 mm) ocorre intersticialmente ou ao longo das clivagens da flogopita, no primeiro caso podendo ser parcialmente substituída por hematita. Os sulfetos são dispersos e definidos por pirrotita, pirita e pentlandita. Cristais anédricos de pirrotita (< 0.1 mm) associam-se a cristais subédricos a euédricos de pirita (< 0.1 mm). A pentlandita (< 0.1 mm) preenche veios de clorita.



Prancha FD26-287.90. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis cruzados mostrando anfibólio serpentinito foliado, com domínios ricos em magnesianhornblenda/tremolita em textura nematoblástica e domínios ricos em serpentina com textura em malha fina. Cristais de anfibólio se mostram fortemente alterados, com aspecto sujo. B) Cristais de magnesianhornblenda/tremolita com aspecto sujo em textura nematoblástica, cordões de cromita ao longo da direção de foliação e lamelas anédricas de flogopita e clorita em meio à alteração por serpentina. Veios de talco e clorita cortam a trama quase paralelamente à foliação. Nicóis cruzados. C) e D) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando domínio rico em magnesianhornblenda/tremolita, formando cristais alongados fortemente alterados em textura nematoblástica, em parte substituídos por lamelas de flogopita e talco. Cristais arredondados de cromita ocorrem em pequenas concentrações em meio à serpentina. E) Veio muito fino *en echelon* e veio de talco cortando a trama formada por serpentina, pequenas concentrações de cromita e anfibólio, este parcialmente substituído por flogopita. Nicóis paralelos. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cordão de cromita anédrica ao longo da direção de foliação.

Composição Modal

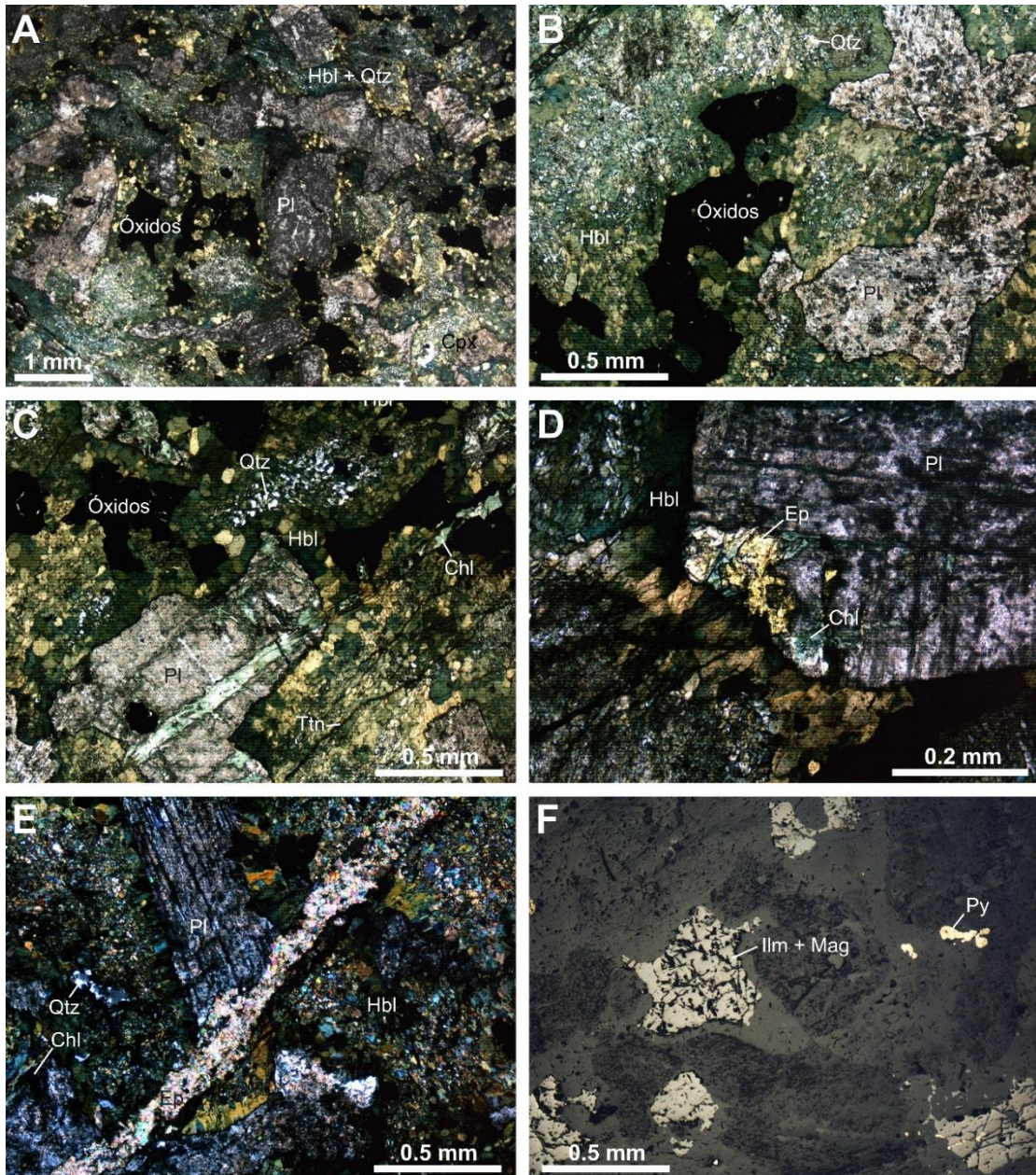
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	40	Clorita	3
Plagioclásio	25	Feldspato potássico	2.5
Magnetita	10	Pirita	2
Ilmenita	7.2	Titanita	< 1
Quartzo	6	Calcopirita	< 1
Epidoto	3	Pirrotita	tr

Descrição Microscópica

Rocha com textura ígnea intersticial preservada, porém extensivamente transformada, constituída de fenocristais tabulares de plagioclásio e domínios intersticiais extensivamente recristalizados para cristais finos de hornblenda e quartzo. Magnetita e ilmenita primárias são abundantemente preservadas, embora com notável consumo de suas bordas por hornblenda. Epidoto e clorita ocorrem como alteração do plagioclásio ou em veios finos. Titanita e sulfetos são minerais acessórios.

Os cristais de plagioclásio (< 2.2 mm) são fortemente saussuritizados, com aspecto sujo, bordas corroídas por hornblenda e geminação lei da albita. Fraturas e bordas podem ser alteradas por clorita, com cor de interferência azul anômala, ou epidoto. O plagioclásio é pseudomorfizado por feldspato potássico em alguns domínios, identificado pela geminação Carlsbad. A hornblenda (0.3 mm em média), com pleocroísmo variável de amarelo pálido a verde escuro ou verde azulado, ocorre como cristais finos anédricos em intercrescimentos muito finos (< 0.2 mm) com quartzo, a partir da substituição do piroxênio ígneo, ou formando agregados granoblásticos, substituindo parcialmente plagioclásio, magnetita e ilmenita. Veios finos (0.2 mm) de epidoto e/ou clorita e microveios de clorita ou titanita cortam toda a trama paralelamente. A clorita também substitui o plagioclásio e feldspato potássico ao longo de planos de fraqueza. Cristais euédricos a subédricos de titanita (< 0.25 mm) ocorrem nas bordas do veio de epidoto.

Relictos subédricos a euédricos de magnetita (< 0.5 mm) e anédricos de ilmenita (< 0.3 mm) são parcialmente alterados por hornblenda, com alguns domínios em que as faces são preservadas e outros em que o consumo é maior, tornando-se irregulares. A ilmenita ocorre como cristais individuais anédricos, parcialmente alterados para rutilo e hematita, ou exsoluções na magnetita. A magnetita é raramente envolta por epidoto irregular, quando em contato com o plagioclásio. Os sulfetos são intersticiais à hornblenda e consistem de cristais irregulares de pirita (< 0.2 mm), calcopirita (< 0.1 mm) e pentlandita (< 0.05 mm). A pirita pode cortar o óxido como um microveio formado internamente ao grão e ocorrer no interior do plagioclásio.



Prancha FD27-125.30. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando a rocha gabróica extensivamente transformada, embora com textura intersticial preservada. Fenocristais tabulares de plagioclásio de tamanho médio, fortemente alterados e com bordas levemente corroídas estão dispersos, com domínios intersticiais formados por óxidos primários irregulares, parcialmente consumidos por hornblenda, e intercrescimentos muito finos de hornblenda e quartzo. O pleocroísmo variável da hornblenda é notável. B) Cristais médios de plagioclásio alterados e levemente corroídos em meio a uma matriz com agregados irregulares de óxidos primários e intercrescimentos finos de hornblenda e quartzo. Notar formação de agregados de hornblenda a partir da substituição parcial dos relictos de plagioclásio e óxidos intersticiais. Nicóis paralelos. C) Cristais médios de plagioclásio em meio a um arranjo fino de hornblenda, quartzo e óxidos. Um veio muito fino de clorita e um microveio de titanita cortam toda a trama paralelamente. Nicóis paralelos. D) Cristal médio tabular de plagioclásio com aspecto sujo e parcialmente substituído na borda por epidoto e clorita, esta também preenchendo fraturas. Um agregado de cristais subédricos de hornblenda se forma a partir do consumo do plagioclásio, levando à corrosão do cristal. Nicóis paralelos. E) Veio fino preenchido por epidoto corta a trama formada por cristais tabulares de plagioclásio alterados, parcialmente substituídos por clorita, e agregados muito finos de hornblenda e quartzo intersticiais. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cristais primários de magnetita e ilmenita e pirita anédrica intersticial.

Composição Modal

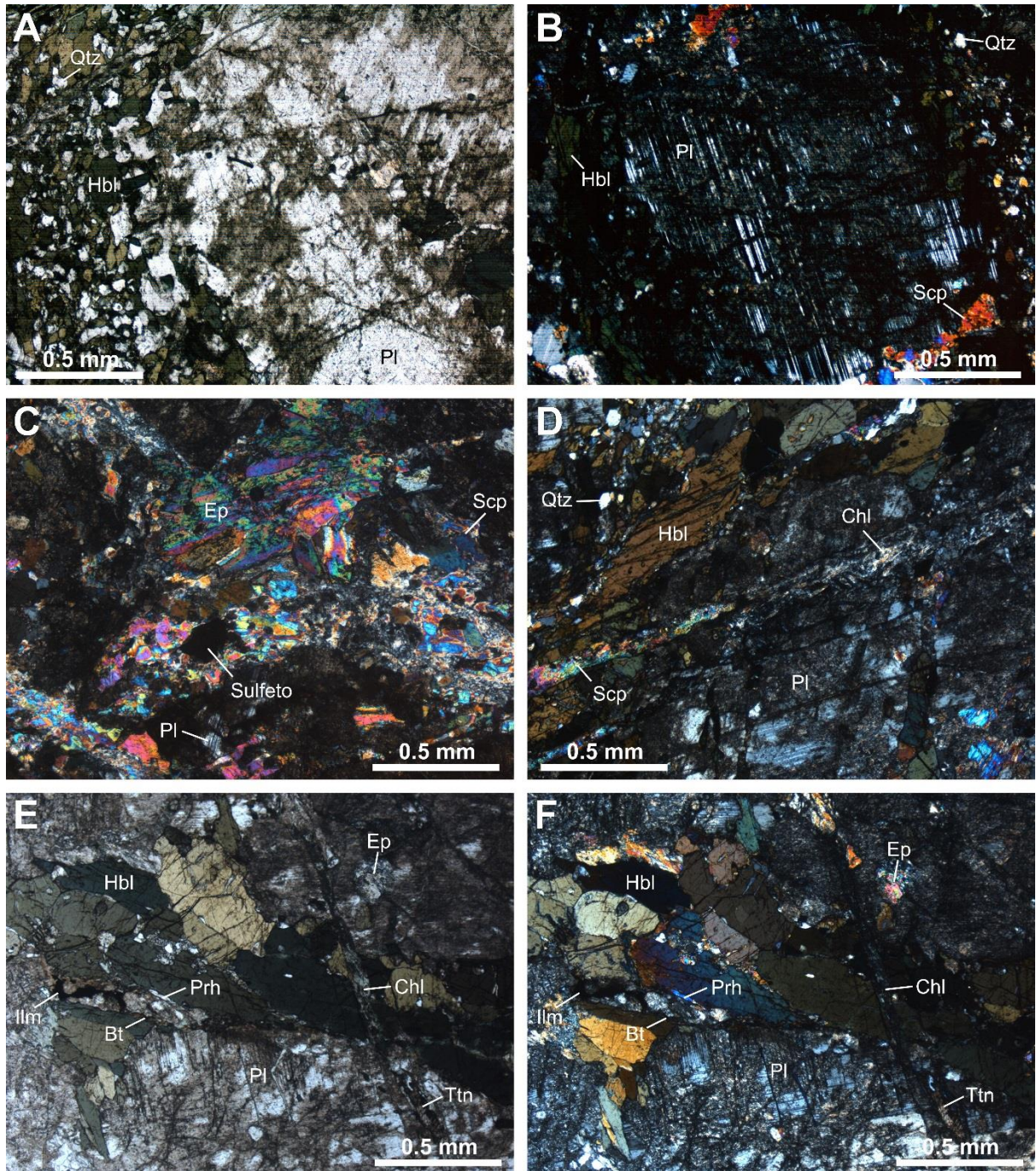
Mineral	%	Mineral	%
Plagioclásio (1)	54	Biotita	< 1
Hornblenda	30	Feldspato potássico	< 1
Escapolita	6	Carbonato	< 1
Epidoto	3.3	Pirita	< 1
Quartzo	2	Muscovita	< 1
Plagioclásio (2)	2	Pirrotita	< 1
Clorita	< 1	Calcopirita	< 1
Titanita	< 1	Prehnita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha de grão grosso extensivamente alterada, com textura ígnea intersticial preservada, formada por cristais de plagioclásio (1) com tendências tabulares e dimensões variáveis (< 8 mm) e uma matriz completamente recristalizada para hornblenda e quartzo. Alterações com escapolita e minerais do grupo do epidoto são pervasivas, e preenchimento de fraturas por clorita ou plagioclásio (2) é comum. Microveios de clorita ou plagioclásio (2) e quartzo têm uma pequena distribuição e sulfetos ocorrem associados aos últimos ou intersticiais.

Os cristais de plagioclásio (1) se apresentam parcial a fortemente saussuritizados, com aspecto sujo, por vezes com recristalização nas bordas para cristais finos (0.15 mm em média) mais límpidos, e podem ou não exibir geminação lei da albita. Substituição parcial por feldspato potássico ocorre dispersamente, sendo de difícil reconhecimento devido à ausência de geminação. Fraturas no plagioclásio (1) provocam pequenos deslocamentos e são preenchidas por clorita ou plagioclásio (2), este também apresentando geminação lei da albita. A hornblenda (0.6 mm em média), com pleocroísmo de amarelo a verde escuro, forma agregados de cristais anédricos a subédricos médios intersticiais, localmente orientados, por vezes mais finos (0.15 mm em média) associados a cristais anédricos muito finos de quartzo, e pode ser parcialmente substituída por minerais do grupo do epidoto, biotita ou clorita. Lamelas de biotita têm pleocroísmo de amarelo a marrom e minerais do grupo do epidoto mostram birrefringência baixa a alta e um leve pleocroísmo de incolor a amarelo pálido. A escapolita, de alta cor de interferência, e minerais do grupo do epidoto formam finos cristais anédricos (0.3 mm em média) como alteração do plagioclásio (1) e constituem veios de cerca de 0.3 mm de largura. A clorita, com cor de interferência azul anômala, ocorre em substituição à hornblenda, ao longo de fraturas do plagioclásio (1) e em microveios que cortam toda a trama. Raras lamelas muito finas de muscovita fazem parte da alteração do plagioclásio (1), da hornblenda e da biotita. Concentrações de cristais subédricos muito finos de titanita (< 0.1 mm) são ocasionais. Carbonato (< 0.2 mm) está associado à alteração cálcica do plagioclásio (1).

Os sulfetos consistem de pirita (< 0.1 mm), pirrotita (< 0.1 mm) e calcopirita (< 0.1 mm), sendo intersticiais ou associados à alteração com clorita. A pirita ocorre como cristais subédricos a euédricos intersticialmente, em desequilíbrio com a hornblenda, e irregulares em microveios de clorita.



Prancha FD27-207.90. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando a rocha gabróica transformada, com cristais tabulares médios de plagioclásio moderadamente saussuritizados e domínios intersticiais formados por agregados de hornblenda e quartzo. B) Cristal médio de plagioclásio saussuritizados apresentando geminação lei da albita e alteração por escapolita nas bordas. Domínios intersticiais são formados por cristais anédricos muito finos de hornblenda, quartzo e recrystalizados de plagioclásio. Nicóis cruzados. C) Domínio de alteração com epidoto e escapolita, com sulfeto associado. Nicóis cruzados. D) Veio de escapolita e clorita cortando cristal tabular médio de plagioclásio e trama intersticial com cristais anédricos de hornblenda orientada e quartzo. O plagioclásio é fraturado e parcialmente substituído por escapolita. Nicóis cruzados. E) e F) Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, com cristais finos a médios de plagioclásio fortemente saussuritizados, parcialmente substituídos por epidoto, e cristais de hornblenda em textura nematoblástica. Domínio de alteração com biotita contém ilmenita disseminada e prehnita. Veio de clorita e titanita corta toda a trama.

Composição Modal

Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	65	Carbonato	< 1
Clinopiroxênio	15	Quartzo	< 1
Titanita	7	Pirrotita	< 1
Calcopirita	6.5	Epidoto	< 1
Grunerita	3	Ilmenita	< 1
Actinolita	1	Ouro	< 1
Pirita	< 1		

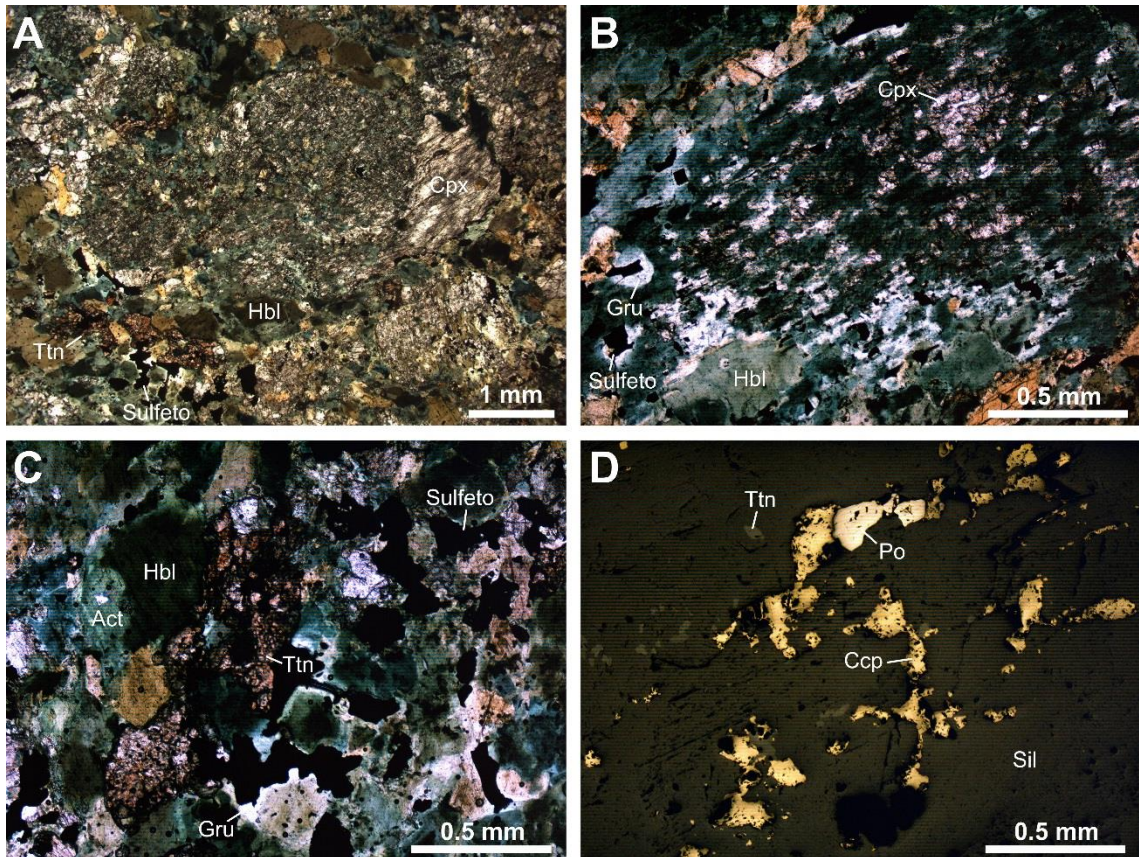
Descrição Microscópica

Rocha de grão médio composta por cristais cumulus variavelmente alterados de clinopiroxênio em meio a um fino arranjo de hornblenda, titanita, grunerita, quartzo, carbonato, ilmenita, sulfetos e, raramente, ouro.

O clinopiroxênio forma cristais anédricos finos a médios (< 4.5 mm), os maiores com tendência tabular e mais fortemente alterados, sendo parcialmente substituído por hornblenda nas bordas e interior dos cristais. Cristais de hornblenda, de pleocroísmo amarelo a verde acastanhado ou verde a verde azulado, ocorre como cristais de tamanhos variáveis (< 3.5 mm) substituindo as bordas e o interior do Cpx ou como cristais orientados (< 2 mm) na interface entre grãos cumulus, contornando os mesmos. Comumente a hornblenda mostra uma zonação, com bordas mais claras definidas por actinolita. A actinolita, de pleocroísmo incolor a verde claro, altera também bordas e fraturas do Cpx. A grunerita é incolor e mostra geminação múltipla frequente, substituindo parcial a totalmente a hornblenda principalmente ao longo do contato com os sulfetos.

Subordinadamente, cristais subédricos de titanita (< 0.1 mm) ocorrem como agregados granoblásticos muito finos como substituição à ilmenita ou cristais muito finos dispersos associados à substituição de Cpx por hornblenda. Cristais anédricos de quartzo (< 0.5 mm) são raros, associados à hornblenda, podendo ocorrer como inclusões da mesma. Carbonato (< 0.3 mm) tem uma distribuição irregular associada à actinolita e à alteração de Cpx por hornblenda.

Os sulfetos se distribuem intersticialmente, cortando o Cpx, a hornblenda e a ilmenita e podendo englobar finos fragmentos silicáticos. Os contatos com os silicatos geralmente desenvolvem uma margem de grunerita. Os sulfetos compreendem cristais anédricos de calcopirita (< 0.2 mm) predominante, pirrotita (< 0.1 mm), esfalerita (< 0.1 mm) e subédricos a euédricos de pirita (< 0.4 mm). A pirrotita ocorre como agregados granoblásticos intersticiais. A pirita pode conter inclusões de pirrotita e calcopirita. Ilmenita (< 0.1 mm) é fortemente substituída por titanita, ocorrendo como núcleos arredondados em meio ao agregado de cristais. Ouro muito fino irregular ocorre associado à pirrotita e pirita.



Prancha FD25-69.50. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando cristais cumulus de clinopiroxenito de tamanho médio, com aspecto sujo e fortemente substituídos por hornblenda, em meio a um arranjo fino de hornblenda, titanita e sulfetos. A hornblenda é comumente zonada, com bordas mais claras formadas por actinolita. B) Clinopiroxênio fortemente substituído por hornblenda, com algum sulfeto nas bordas desenvolvendo uma margem de grunerita. Nicóis paralelos. C) Domínio intersticial do clinopiroxenito com agregados de hornblenda, titanita e sulfeto tardio. Zonação marcada por núcleos de hornblenda e bordas de actinolita é notável e grunerita se forma principalmente no contato com o sulfeto. Nicóis paralelos. D) Fotomicrografia em luz refletida mostrando sulfeto intersticial formado por calcopirita predominante e pirrotita. Cristais muito finos de titanita podem também ser reconhecidos.

Composição Modal

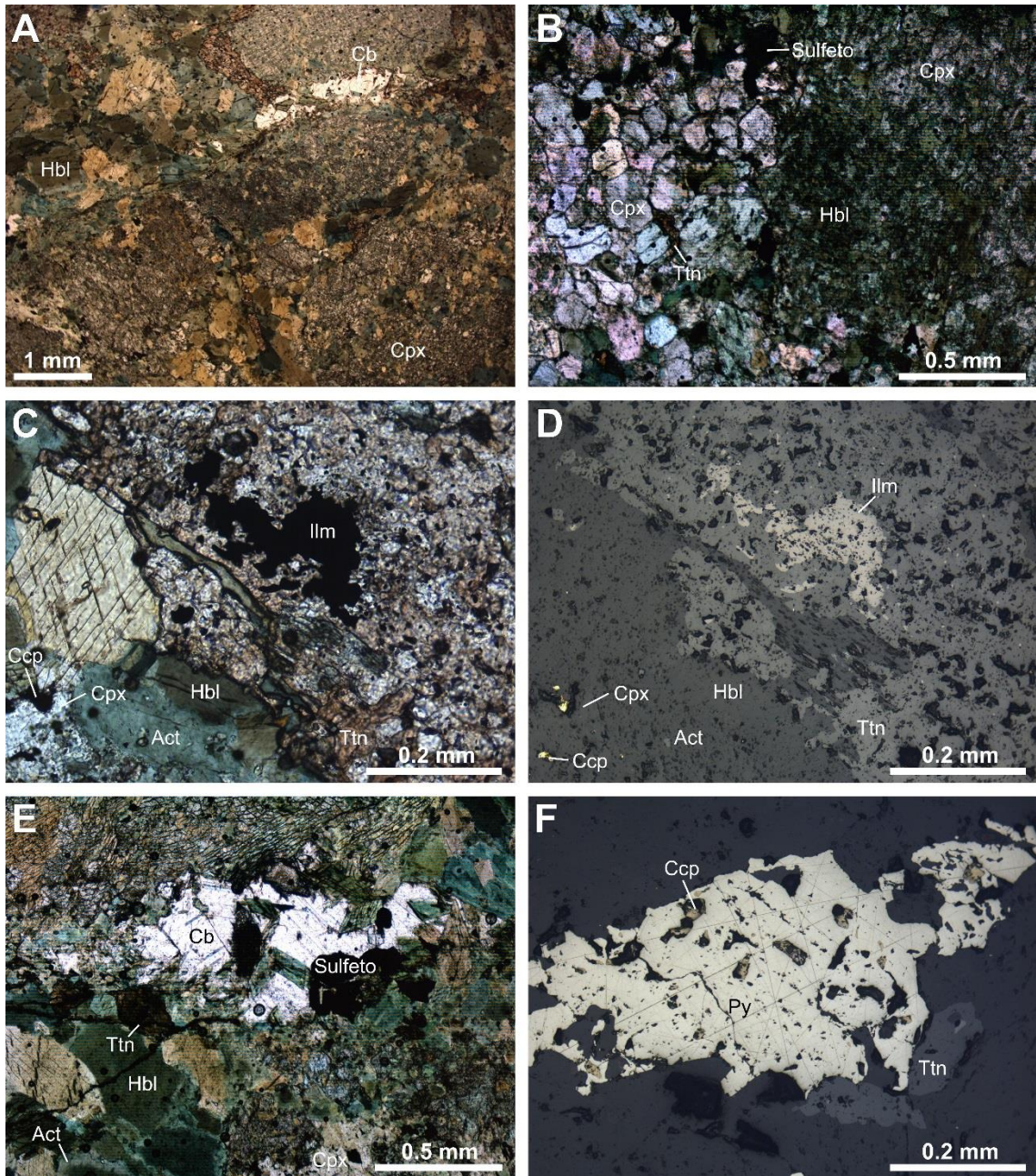
Mineral	%	Mineral	%
Hornblenda	46	Carbonato	2
Clinopiroxênio	25	Grunerita	1
Actinolita	15	Calcopirita	< 1
Titanita	7.5	Epidoto	< 1
Pirita	3	Pirrotita	< 1

Descrição Microscópica

Rocha de grão médio composta por cristais cumulus variavelmente alterados de clinopiroxênio em meio a um fino arranjo de hornblenda, grunerita, titanita, quartzo, minerais do grupo do epidoto, carbonato, ilmenita e sulfeto intersticial.

O clinopiroxênio forma cristais anédricos finos a médios (< 3.5 mm), os maiores com tendência tabular e mais fortemente alterados, sendo parcialmente substituído por hornblenda nas bordas e interior dos cristais. Recristalização para cristais finos (0.4 mm em média) com menor alteração ocorre localmente. Cristais de hornblenda, de pleocroísmo amarelo pálido a verde escuro ou verde azulado a verde acastanhado, ocorre como cristais irregulares (< 0.5 mm) substituindo as bordas e o interior do Cpx ou como agregados irregulares (< 1.7 mm) intersticiais localmente orientados. Comumente a hornblenda exibe bordas mais claras e núcleo irregular, indicando substituição parcial por actinolita. A actinolita, de pleocroísmo incolor a verde claro, altera também bordas e fraturas do Cpx. A grunerita é incolor e substitui parcial a totalmente a hornblenda, por vezes ao longo do contato com os sulfetos. Cristais subédricos de titanita com pleocroísmo de rosa pálido a castanho avermelhado cortam a hornblenda e ocorrem como agregados granoblásticos muito finos (< 0.1 mm) como substituição à ilmenita. Carbonato (< 0.3 mm) ocorre como cristais euédricos intersticiais e constitui veios incipientes de cerca de 0.3 mm. Raros cristais irregulares de epidoto (< 0.15 mm) nas bordas do veio.

Os sulfetos se distribuem intersticialmente, cortando o Cpx, a hornblenda e a ilmenita e podendo englobar finos fragmentos silicáticos. Os contatos com os silicatos geralmente desenvolvem uma margem de grunerita. Os sulfetos compreendem pirita (< 0.4 mm) predominante, calcopirita (< 0.1 mm) e pirrotita (< 0.1 mm), associadas em um arranjo anedral. A pirita pode ocorrer em veio de carbonato, assim como a calcopirita, e pode conter inclusões muito finas de calcopirita e pirrotita. Ilmenita (< 0.1 mm) é extensivamente substituída por titanita, ocorrendo como núcleos arredondados em meio ao agregado de cristais do silicato. Ouro muito fino irregular ocorre associado à pirrotita e pirita.



Prancha FD28-76.30. A) Fotomicrografia em luz transmitida a nicóis paralelos mostrando arranjo cumulático de cristais médios de Cpx fortemente substituídos por hornblenda, com domínios intersticiais extensivamente recristalizados para finos agregados de hornblenda e titanita. Cristais de hornblenda são comumente zonados, com bordas mais claras formadas por actinolita. Um veio incipiente de carbonato é também observado. B) Cristal médio de Cpx fortemente substituído por hornblenda mostrando recristalização a um agregado granoblástico fino mais limpo de alteração. Agregados muito finos de titanita e sulfeto são intersticiais. Nicóis paralelos. C) e D) Fotomicrografia em luz transmitida e refletida, respectivamente, mostrando agregado de cristais anédricos a subédricos de titanita em substituição à ilmenita, que ocorre irregularmente ou como núcleos arredondados. A titanita corta a hornblenda e o Cpx. E) Parte de um veio incipiente de carbonato no domínio intersticial entre cristais cumulus de Cpx, em meio a agregados finos a muito finos de hornblenda zonada (bordas mais claras de actinolita), titanita e sulfeto. Nicóis paralelos. F) Fotomicrografia em luz refletida a nicóis paralelos mostrando cristais subédricos de pirita em contato com titanita e contendo inclusões de calcopirita.

Anexo II

Tabela 1A. Resultados analíticos de microsonda em olivina.

Tabela 2A. Resultados analíticos de microsonda em ortopiroxênio.

Tabela 3A. Resultados analíticos de microsonda em clinopiroxênio.

Tabela 4A. Resultados analíticos de microsonda em feldspato.

Tabela 5A. Resultados analíticos de microsonda em anfibólio.

Tabela 6A. Resultados analíticos de microsonda em titanita

Tabela 7A. Resultados analíticos de microsonda em escapolita.

Tabela 8A. Resultados analíticos de microsonda em biotita.

Tabela 9A. Resultados analíticos de microsonda em clorita.

Tabela 10A. Resultados analíticos de microsonda em magnetita.

Tabela 1A. Resultados analíticos de microsonda em olivina.

Sample	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25
Analysis	OL1	OL2.1	OL2.2	OL3	OL4	OL5	OL6.1	OL6.2	OL7	OL8
SiO₂	38.29	38.36	38.07	36.52	38.14	36.61	37.84	38.20	37.99	37.89
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al₂O₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr₂O₃	0.03	0.02	0.03	0.00	0.06	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00
FeO (wt%)	27.71	27.45	27.11	28.73	28.42	29.40	28.47	28.19	28.47	28.01
MnO	0.65	0.72	0.61	0.48	0.72	0.59	0.70	0.76	0.64	0.60
MgO	34.00	34.69	35.20	35.86	34.12	34.38	34.30	34.48	34.29	35.21
NiO	0.27	0.25	0.31	0.16	0.22	0.26	0.32	0.20	0.28	0.29
Total	101.17	101.56	101.35	101.76	101.68	101.36	101.71	101.88	101.72	102.03
Number of cations per 4 oxygens										
Si	1.017	1.011	1.002	0.956	1.007	0.969	0.999	1.005	1.002	0.992
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe	0.615	0.605	0.597	0.629	0.628	0.651	0.629	0.621	0.628	0.614
Mn	0.015	0.016	0.014	0.011	0.016	0.013	0.016	0.017	0.014	0.013
Mg	1.346	1.363	1.381	1.400	1.343	1.357	1.350	1.353	1.349	1.375
Ni	0.006	0.005	0.006	0.003	0.005	0.005	0.007	0.004	0.006	0.006
Cations	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Fo	68.63	69.26	69.83	68.99	68.16	67.58	68.23	68.55	68.23	69.14
Ni (ppm)	2106	1996	2412	1226	1752	2020	2530	1579	2208	2310

Tabela 2A. Resultados analíticos de microsonda em ortopiroxênio.

Sample		FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD25- 156.25
Analysis		OPX1.1	OPX1.2	OPX1.3	OPX2	OPX3	OPX5
SiO2		55.67	55.61	55.27	52.52	53.96	52.98
TiO2		0.07	0.01	0.00	0.12	0.10	0.00
Al2O3		0.44	0.70	0.59	0.54	0.67	0.62
Cr2O3		0.08	0.09	0.07	0.06	0.00	0.00
FeO		16.46	16.74	16.67	17.35	17.23	17.00
MnO		0.57	0.68	0.67	0.62	0.76	0.77
MgO	(wt%)	27.50	27.26	27.14	27.90	28.12	28.20
NiO		0.00	0.09	0.07	0.02	0.11	0.06
CaO		0.09	0.06	0.16	0.13	0.13	0.10
Na2O		0.03	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
K2O		0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01
V2O3		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total		100.90	101.32	100.68	100.00	101.08	100.00
Number of cations per 6 oxygens							
Si		1.994	1.986	1.987	1.909	1.927	1.913
Ti		0.002	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000
Al		0.018	0.030	0.025	0.023	0.028	0.026
Cr		0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000
Fe		0.493	0.500	0.501	0.527	0.515	0.513
Mn		0.017	0.020	0.020	0.019	0.023	0.024
Mg		1.468	1.452	1.455	1.512	1.497	1.518
Ni		0.000	0.003	0.002	0.000	0.003	0.002
Ca		0.003	0.002	0.006	0.005	0.005	0.004
Na		0.002	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cations		4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
En	(%)	74.74	74.30	74.13	73.95	74.24	74.58
Fs	(%)	25.09	25.59	25.55	25.80	25.52	25.23
Wo	(%)	0.17	0.11	0.32	0.25	0.24	0.20
Fe²⁺	pfu	0.493	0.500	0.501	0.376	0.402	0.366
Ni	(ppm)	0.00	738.65	550.06	117.87	848.66	432.19

Tabela 3A. Resultados analíticos de microsonda em clinopiroxênio.

Rock Type	Clinopyroxenite																				Banded HDR				
Sample	FD25-198D	FD25-198D	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD25-198.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD26-193.40	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-76.30	EZ-08	EZ-08		
Analysis	CPX2	CPX3	CPX1.2	CPX1.3	CPX2.2	CPX2.3	CPX3	CPX4	CPX5	CPX6	CPX1.1	CPX1.2	CPX1.3	CPX2	CPX3	CPX4	CPX2	CPX3	CPX4	CPX5	CPX2	CPX3			
	Primary clinopyroxene																				Hydrothermal clinopyroxene				
SiO ₂	51.33	51.39	53.96	53.71	53.85	53.63	53.86	53.77	53.74	53.34	52.14	53.02	52.29	49.42	50.38	51.55	52.43	52.93	52.80	50.32	50.48	50.48	51.10		
TiO ₂	0.12	0.00	0.22	0.15	0.15	0.10	0.00	0.29	0.35	0.04	0.00	0.18	0.03	0.39	0.27	0.12	0.03	0.00	0.04	0.00	0.12	0.00	0.00		
Al ₂ O ₃	0.35	0.41	0.73	0.61	0.46	0.47	0.38	0.51	0.54	0.67	0.85	0.52	0.65	0.86	0.67	0.47	0.29	0.24	0.22	0.33	0.31	0.16	0.25		
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.01	0.10	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.02	0.04	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.09	0.00	0.00	0.02		
FeO	8.57	8.87	8.96	9.35	8.79	8.70	8.97	9.09	9.52	9.04	14.31	12.22	13.85	13.90	13.28	11.92	12.44	12.10	12.23	12.71	12.56	20.51	21.53		
MnO	0.39	0.33	0.32	0.26	0.43	0.27	0.43	0.37	0.40	0.32	0.36	0.35	0.19	0.31	0.35	0.21	0.29	0.26	0.30	0.35	0.32	0.58	0.35		
MgO	13.71	13.47	12.60	12.65	12.30	13.08	12.65	13.02	12.78	13.00	9.61	10.87	9.76	10.27	10.92	11.85	10.75	10.90	11.24	11.16	11.11	5.46	5.65		
NiO	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.09	0.07	0.03	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00		
CaO	23.93	24.19	23.12	23.38	23.35	23.62	23.36	23.52	23.65	23.31	22.90	22.92	22.69	22.77	23.18	23.12	22.91	23.20	22.83	23.44	22.83	22.00	21.55		
Na ₂ O	0.24	0.20	0.28	0.24	0.23	0.26	0.21	0.24	0.23	0.20	0.23	0.17	0.16	0.27	0.29	0.17	0.24	0.30	0.31	0.37	0.34	0.21	0.34		
K ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00		
V ₂ O ₃	0.08	0.05	0.04	0.00	0.01	0.08	0.04	0.01	0.04	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00		
Total	98.80	99.03	100.28	100.44	99.62	100.21	99.92	100.96	101.31	100.02	100.46	100.32	99.68	98.27	99.42	99.41	99.45	99.98	100.03	98.84	98.15	99.39	100.80		
Number of cátions per 6 oxygens																									
Si	1.937	1.938	2.019	2.007	2.031	2.002	2.022	1.998	1.993	1.998	1.991	2.012	2.010	1.921	1.928	1.962	2.006	2.011	2.003	1.931	1.953	2.011	2.006		
Ti	0.003	0.000	0.006	0.004	0.004	0.003	0.000	0.008	0.010	0.001	0.000	0.005	0.001	0.011	0.008	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000		
Al	0.016	0.018	0.032	0.027	0.021	0.021	0.017	0.022	0.024	0.030	0.038	0.023	0.029	0.039	0.030	0.021	0.013	0.011	0.010	0.015	0.014	0.007	0.012		
Cr	0.001	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001		
Fe	0.271	0.280	0.280	0.292	0.277	0.272	0.282	0.282	0.295	0.283	0.457	0.388	0.445	0.452	0.425	0.379	0.398	0.385	0.388	0.408	0.406	0.683	0.707		
Mn	0.012	0.011	0.010	0.008	0.014	0.008	0.014	0.012	0.013	0.010	0.012	0.011	0.006	0.010	0.011	0.007	0.009	0.008	0.010	0.011	0.010	0.019	0.012		
Mg	0.771	0.757	0.703	0.705	0.691	0.728	0.708	0.721	0.707	0.726	0.547	0.615	0.559	0.595	0.623	0.672	0.613	0.617	0.636	0.639	0.640	0.324	0.331		
Ni	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000		
Ca	0.967	0.977	0.927	0.936	0.943	0.945	0.940	0.936	0.940	0.935	0.937	0.932	0.935	0.948	0.951	0.943	0.939	0.944	0.928	0.964	0.946	0.939	0.906		
Na	0.018	0.015	0.020	0.017	0.017	0.019	0.016	0.017	0.016	0.014	0.017	0.012	0.012	0.020	0.021	0.013	0.018	0.022	0.023	0.028	0.025	0.016	0.026		
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
V	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000		
Cations	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000		
En	38.38	37.59	36.80	36.46	36.16	37.43	36.70	37.16	36.39	37.33	28.18	31.78	28.85	29.83	31.17	33.71	31.44	31.72	32.56	31.77	32.14	16.65	17.01		
Fs	13.47	13.89	14.68	15.12	14.50	13.97	14.59	14.56	15.21	14.57	23.55	20.05	22.96	22.65	21.27	19.02	20.41	19.76	19.88	20.29	20.39	35.11	36.36		
Wo	48.15	48.51	48.52	48.42	49.34	48.60	48.71	48.27	48.39	48.11	48.27	48.17	48.19	47.52	47.56	47.27	48.15	48.52	47.56	47.93	47.47	48.25	46.62		

Tabela 4A. Resultados analíticos de microsonda em feldspato.

Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	HDR	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Gb	Ampt	Ampt
Sample	EZ-01	EZ-01	EZ-01	EZ-7A	EZ-09	EZ-09	EZ-09	EZ-09B	EZ-10	EZ-10	EZ-10	EZ-12	EZ-12	FD27-125.30	FD25-113.20	FD25-76.10	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-229.20	FD25-255.60	FD27-125.30	FD25-240.20	FD25-137.90
Analysis	PLG3.1	PLG3.2	PLG4	PLG2	PLG1.2	PLG2	PLG3	PLG1	PLG1.2	PLG2.1	PLG2.2	PLG2.1	PLG2.2	PLG1	PLG1	PLG1	PLG2	PLG1	PLG1	PLG1	KFS1	KFS1	KFS1
	Primary igneous plagioclase														Hydrothermal plagioclase					Hydrothermal K-feldspar			
SiO ₂	58.30	55.46	58.67	54.27	53.61	54.87	52.55	55.52	56.36	54.38	52.47	56.82	57.70	55.95	66.83	56.55	59.74	64.69	67.26	65.40	64.63	64.66	62.72
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.30	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.07	28.05	25.94	28.68	29.14	28.42	29.93	27.99	27.43	28.68	30.07	26.81	26.21	27.49	19.38	27.31	24.19	20.45	19.20	21.08	18.23	17.84	18.80
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00
FeO	0.11	0.10	0.02	0.13	0.02	0.01	0.03	0.06	0.00	0.07	0.00	0.05	0.05	0.07	0.05	0.04	0.11	0.12	0.00	0.16	0.15	0.40	0.04
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00
CaO	7.78	9.92	7.60	10.88	11.63	10.65	12.47	9.94	9.54	10.99	12.94	8.86	8.32	9.17	0.38	8.56	5.80	1.83	0.47	2.31	0.02	0.03	0.00
Na ₂ O	7.14	5.84	7.39	5.39	4.90	5.53	4.49	5.95	6.13	5.28	4.27	6.41	6.87	6.22	12.08	6.78	8.54	11.03	12.02	10.71	0.38	0.24	1.42
K ₂ O	0.15	0.12	0.15	0.07	0.13	0.11	0.12	0.17	0.15	0.12	0.05	0.15	0.18	0.08	0.06	0.04	0.17	0.27	0.07	0.05	15.88	16.09	13.50
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00
SrO	0.16	0.05	0.08	0.09	0.18	0.00	0.18	0.14	0.02	0.06	0.17	0.06	0.06	0.00	0.09	na	0.28	0.14	0.03	0.41	0.09	0.00	0.15
BaO	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.04	0.01	na	0.02	0.05	0.00	0.00	0.42	0.00	2.66
Total	99.71	99.57	99.95	99.56	99.66	99.59	99.81	99.94	99.66	99.59	100.00	99.19	99.46	99.39	98.94	99.31	98.91	98.66	99.11	100.20	99.83	99.34	99.29
Number of cations per 8 oxygens																							
Si	2.613	2.503	2.619	2.456	2.432	2.480	2.384	2.497	2.538	2.462	2.380	2.568	2.595	2.527	2.937	2.543	2.678	2.869	2.954	2.868	3.005	3.017	2.958
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.010	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Al	1.377	1.492	1.365	1.530	1.558	1.513	1.600	1.483	1.456	1.530	1.607	1.428	1.389	1.464	1.004	1.447	1.278	1.069	0.994	1.090	0.999	0.981	1.045
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe	0.004	0.004	0.001	0.005	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.004	0.000	0.006	0.006	0.015	0.002
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000
Ca	0.373	0.480	0.363	0.528	0.565	0.516	0.606	0.479	0.460	0.533	0.629	0.429	0.401	0.444	0.018	0.412	0.279	0.087	0.022	0.108	0.001	0.002	0.000
Na	0.620	0.511	0.640	0.473	0.431	0.484	0.395	0.519	0.535	0.463	0.375	0.562	0.599	0.544	1.029	0.591	0.742	0.948	1.023	0.911	0.034	0.021	0.130
K	0.009	0.007	0.008	0.004	0.007	0.006	0.007	0.010	0.009	0.007	0.003	0.009	0.010	0.005	0.004	0.002	0.009	0.015	0.004	0.003	0.942	0.958	0.812
V	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.004	0.001	0.002	0.002	0.005	0.000	0.005	0.004	0.000	0.001	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002	na	0.007	0.004	0.001	0.011	0.002	0.000	0.004
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	na	0.000	0.001	0.000	0.000	0.008	0.000	0.049
Cations	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.998	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.998	4.999	5.000	4.999	5.000	5.000	4.998	4.998	4.999
An	37.24	48.07	35.88	52.53	56.31	51.22	60.10	47.50	45.83	53.12	62.42	42.92	39.61	44.66	1.69	41.01	27.03	8.26	2.12	10.61	0.09	0.17	0.00
Ab	61.87	51.23	63.21	47.06	42.90	48.14	39.17	51.47	53.29	46.18	37.23	56.21	59.24	54.80	97.96	58.75	72.01	90.23	97.53	89.10	3.45	2.19	13.09
Or	0.88	0.70	0.83	0.41	0.73	0.64	0.71	0.98	0.88	0.70	0.31	0.88	1.02	0.46	0.34	0.24	0.92	1.43	0.36	0.29	95.67	97.65	81.96
Cel	0.01	0.00	0.08	0.00	0.05	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.13	0.07	0.01	0.00	0.04	0.09	0.00	0.00	0.78	0.00	4.96

Tabela 5A. Resultados analíticos de microsonda em anfibólio.

Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Per	Per	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	HDR
Sample	EZ-01	EZ-7A	EZ-7A	EZ-09	EZ-09B	EZ-10	EZ-12	FD25-113.20	FD25-113.20	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-207.90	FD25-156.25	FD25-156.25	FD25-198.40	FD25-198.40	FD26-193.40	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-76.30	FD28-76.30	EZ-08
Analysis	HBL1	HBL1	HBL2	HBL1	HBL1	HBL1	HBL1	HBL1	HBL2	HBL1	HBL2	HBL3	HBL1	MHBL1	MHBL2	HBL1	ACT1	HBL1	HBL1	HBL2	ACT1	HBL1	HBL1
SiO ₂	39.67	44.94	47.09	42.21	43.95	45.22	36.13	41.71	44.31	36.38	47.92	43.53	37.61	54.30	52.22	47.86	53.21	51.60	40.80	43.87	51.12	47.96	40.39
TiO ₂	0.98	0.49	0.67	0.74	0.91	0.34	0.71	0.71	0.92	0.00	0.55	0.35	1.12	0.08	0.11	0.57	0.00	0.30	0.62	0.78	0.16	0.34	0.15
Al ₂ O ₃	13.23	11.86	9.10	12.91	10.99	11.02	14.91	12.85	10.16	11.92	6.39	10.25	14.29	2.63	5.34	7.34	1.23	3.60	10.69	7.58	1.50	4.30	9.10
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.04	0.04	0.01	0.02	0.05	0.02	0.00	0.06	0.00	0.03	0.06	0.00	1.24	0.14	0.01	0.06	0.05	0.21	0.07	0.02	0.07
FeO _(T)	20.85	15.23	13.86	16.78	15.78	15.06	24.81	19.62	18.47	29.23	17.51	20.67	22.93	5.73	7.25	16.21	19.36	16.78	23.06	20.40	20.73	18.38	29.92
MnO	0.18	0.23	0.27	0.28	0.29	0.27	0.29	0.23	0.33	0.13	0.21	0.30	0.18	0.21	0.16	0.27	0.35	0.16	0.23	0.24	0.38	0.18	0.15
MgO	6.36	11.68	13.35	9.11	10.89	10.73	3.56	7.62	9.29	2.75	11.85	9.34	5.80	21.82	19.45	11.23	11.32	12.70	6.07	9.56	10.55	12.25	2.97
CaO	11.51	11.81	11.69	11.79	11.77	12.02	10.79	11.47	11.41	11.13	11.32	11.35	11.31	12.03	11.76	12.03	12.45	11.86	11.41	11.82	12.46	11.92	9.94
Na ₂ O	1.38	1.11	0.94	1.10	0.90	1.21	1.19	1.54	0.92	0.73	0.80	1.32	1.27	0.17	0.40	0.78	0.10	0.32	1.48	1.16	0.14	0.83	1.43
K ₂ O	1.76	0.45	0.24	1.59	1.29	1.21	2.34	1.26	1.13	2.96	0.25	0.50	2.42	0.04	0.12	0.80	0.07	0.27	1.93	1.14	0.08	0.51	1.78
NiO	0.02	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.09	0.03	0.00	0.14	0.08	0.03	0.11	0.02	0.02	0.02	0.00	0.10	0.01
V ₂ O ₃	0.10	0.13	0.03	0.10	0.04	0.02	0.19	0.10	0.04	0.21	0.05	0.07	0.17	0.04	0.03	0.07	0.04	0.01	0.17	0.10	0.08	0.10	0.02
BaO	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	na	0.00	na	na	na	0.00	na	na	na	0.00
Cl	1.59	0.16	0.12	0.58	0.60	0.46	2.08	0.75	0.68	2.95	0.15	0.31	1.88	0.01	0.08	0.47	0.01	0.21	1.73	0.88	0.13	0.38	1.84
F	na	0.03	0.19	na	0.17	na	na	na	0.27	0.15	0.14	0.18	0.27	na	na	na	na	na	0.00	0.08	0.19	0.28	na
H ₂ O _{calc}	1.60	2.53	2.51	1.75	2.20	1.63	1.86	1.45	2.07	1.08	2.45	2.26	1.50	3.05	2.94	2.43	2.70	2.63	1.71	2.10	2.44	2.28	1.56
O=Cl,F	0.36	0.05	0.11	0.13	0.21	0.10	0.47	0.17	0.27	0.73	0.09	0.14	0.54	0.00	0.02	0.11	0.00	0.05	0.39	0.23	0.11	0.20	0.41
Total	98.96	100.59	100.03	98.96	99.57	99.15	98.54	99.15	99.76	98.98	99.57	100.37	100.26	100.25	101.17	100.11	100.96	100.49	99.57	99.70	99.91	99.61	98.91
Number of cations per 23 oxygens for maximum Fe ³⁺																							
Si	6.121	6.510	6.792	6.291	6.544	6.662	5.695	6.335	6.652	5.963	7.042	6.473	5.860	7.568	7.237	7.098	7.849	7.545	6.423	6.696	7.733	7.236	6.493
Ti	0.114	0.054	0.073	0.083	0.102	0.037	0.084	0.081	0.103	0.000	0.061	0.039	0.131	0.008	0.012	0.064	0.000	0.033	0.073	0.090	0.018	0.038	0.018
Al	2.405	2.025	1.547	2.267	1.928	1.914	2.771	2.300	1.798	2.303	1.106	1.796	2.623	0.432	0.872	1.283	0.214	0.621	1.984	1.363	0.267	0.764	1.723
Cr	0.005	0.000	0.004	0.005	0.001	0.002	0.006	0.002	0.000	0.008	0.000	0.003	0.007	0.000	0.136	0.016	0.001	0.007	0.006	0.026	0.009	0.002	0.009
Fe ³⁺	0.704	0.824	0.912	0.444	0.744	0.215	1.315	0.580	0.833	1.874	0.946	1.237	1.357	0.258	0.597	0.291	0.098	0.308	0.770	0.866	0.070	0.390	1.509
Mn	0.023	0.028	0.033	0.036	0.036	0.034	0.038	0.030	0.042	0.017	0.026	0.038	0.024	0.025	0.019	0.034	0.044	0.020	0.030	0.031	0.048	0.023	0.020
Mg	1.463	2.523	2.870	2.024	2.417	2.355	0.837	1.725	2.078	0.671	2.596	2.069	1.347	4.535	4.018	2.483	2.490	2.768	1.424	2.176	2.380	2.754	0.711
Fe ²⁺	2.021	1.020	0.760	1.677	1.221	1.660	2.025	1.916	1.486	2.133	1.206	1.333	1.630	0.410	0.243	1.719	2.291	1.744	2.266	1.738	2.553	1.929	2.514
Ca	1.903	1.833	1.807	1.883	1.877	1.897	1.823	1.867	1.836	1.954	1.782	1.807	1.888	1.797	1.747	1.911	1.967	1.858	1.924	1.932	2.019	1.926	1.713
Na	0.413	0.311	0.263	0.319	0.259	0.344	0.365	0.454	0.268	0.232	0.228	0.380	0.384	0.046	0.107	0.223	0.028	0.092	0.452	0.342	0.040	0.241	0.446
K	0.347	0.084	0.043	0.302	0.244	0.228	0.471	0.244	0.217	0.619	0.046	0.095	0.481	0.006	0.022	0.152	0.014	0.050	0.387	0.222	0.015	0.098	0.365
Ni	0.002	0.000	0.005	0.008	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.004	0.011	0.004	0.000	0.016	0.009	0.004	0.013	0.003	0.002	0.003	0.000	0.012	0.001
V	0.012	0.016	0.004	0.011	0.005	0.002	0.024	0.012	0.004	0.027	0.005	0.009	0.021	0.004	0.003	0.008	0.005	0.001	0.022	0.012	0.010	0.012	0.003
Ba	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	na	0.000	na	0.000	na	0.000	na	na	na	0.000
Cations	15.501	15.228	15.113	15.323	15.381	15.334	15.392	15.541	15.320	15.805	15.055	15.285	15.753	15.105	15.022	15.286	15.014	15.050	15.763	15.496	15.161	15.426	15.524
Cl	0.408	0.038	0.029	0.145	0.151	0.114	0.543	0.192	0.172	0.819	0.036	0.078	0.497	0.003	0.020	0.119	0.002	0.053	0.462	0.227	0.034	0.098	0.501
F	na	0.016	0.088	na	0.079	na	na	na	0.128	0.078	0.065	0.084	0.133	na	na	na	0.000	na	0.000	0.039	0.089	0.132	na
OH	1.433	1.946	1.883	1.472	1.770	1.294	1.847	1.235	1.699	1.104	1.899	1.838	1.370	1.997	1.980	1.881	1.998	1.947	1.538	1.734	1.877	1.770	1.499
#Mg	0.35	0.58	0.63	0.49	0.55	0.56	0.20	0.41	0.47	0.14	0.55	0.45	0.31	0.87	0.83	0.55	0.51	0.57	0.32	0.46	0.48	0.54	0.15
Al ^{IV}	1.800	1.490	1.208	1.618	1.456	1.266	2.183	1.653	1.348	2.037	0.958	1.527	2.140	0.432	0.763	0.902	0.151	0.455	1.577	1.304	0.267	0.764	1.507

Tabela 5A. Resultados analíticos de microsonda em anfibólio. (Cont.)

Rock Type	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	Brec	Brec	Brec	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Bt	Bt	Bt	Bt
Sample	EZ-8B	EZ-8B	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-78.35	FD25-78.35	FD25-78.35	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-229.20	FD25-229.20	FD25-240.20	FD25-255.60	FD26-74.30	FD26-74.30	FD25-173.80	FD25-173.80
Analysis	ACT1	ACT2	HBL1	ACT1	HBL2	GRU3	ACT2	HBL1	HBL2	HBL3	GRU1	HBL1	HBL2	HBL1	HBL2	HBL1	ACT1	HBL1	HBL1	ACT1	ACT2	GRU1	HBL1
SiO ₂	50.13	50.56	40.47	50.30	39.62	48.69	48.79	37.80	38.24	37.61	52.01	43.47	43.58	42.68	42.75	43.42	54.28	38.06	45.18	55.05	54.22	56.36	48.52
TiO ₂	0.00	0.03	0.28	0.05	0.39	0.18	0.08	0.72	0.62	0.42	0.00	0.50	0.66	0.82	1.04	0.68	0.00	0.35	0.52	0.17	0.12	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	0.86	1.12	8.79	1.58	9.45	0.43	2.01	15.76	16.66	17.02	0.16	7.72	8.17	11.08	10.37	9.76	0.80	13.97	12.47	1.60	2.68	0.93	8.32
Cr ₂ O ₃	0.11	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	0.31	0.03	0.06	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.08	0.00	0.25
FeO	28.43	26.45	31.87	28.72	30.40	37.78	29.34	22.35	21.75	21.57	35.55	26.64	26.40	19.45	19.66	17.90	14.97	22.90	13.64	6.97	7.76	16.59	9.52
MnO	0.38	0.52	0.58	0.50	0.33	1.55	0.56	0.06	0.16	0.18	0.60	0.20	0.15	0.39	0.32	0.20	0.29	0.05	0.18	0.08	0.12	0.64	0.20
MgO	5.51	7.06	2.11	5.01	2.06	5.09	5.54	5.58	5.23	5.31	9.70	5.41	4.78	8.61	9.04	10.51	14.86	5.52	12.70	20.83	19.96	23.36	17.69
CaO (wt%)	11.16	11.73	9.34	10.54	10.46	2.23	11.12	11.28	11.39	11.45	0.59	10.97	11.02	11.25	11.23	11.62	12.64	10.96	11.33	12.00	11.76	1.17	11.28
Na ₂ O	0.17	0.12	1.09	0.41	1.34	0.19	0.29	1.54	1.57	1.32	0.05	1.32	1.19	1.32	1.33	1.31	0.13	1.40	1.47	0.28	0.47	0.16	1.30
K ₂ O	0.11	0.12	1.62	0.13	1.74	0.12	0.11	1.42	1.33	1.28	0.02	0.82	0.84	1.41	1.39	1.43	0.05	2.04	0.44	0.07	0.21	0.03	0.27
NiO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.06	0.14	0.00	0.00	0.11	0.08	0.11	0.07	
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.06	0.05	0.08	0.03	0.16	0.16	0.15	0.13	0.06	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.04
BaO	0.00	0.09	0.17	0.00	0.16	na	na	na	na	na	0.01	0.00	0.14	0.04	0.09	0.06	0.09	0.12	0.00	0.08	0.03	0.00	0.11
Cl	0.18	0.12	2.00	0.33	2.22	0.16	0.19	1.27	1.27	1.16	0.07	1.01	0.99	0.54	0.56	0.54	0.03	1.85	0.44	0.02	0.08	0.02	0.16
F	0.26	0.17	na	na	na	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	na	na	na	0.09	0.18	0.90	0.32	0.17	0.16	0.05	0.11	0.14	0.14
H ₂ O _{calc}	2.17	2.33	1.49	2.27	1.42	2.11	2.33	1.84	1.86	1.86	2.43	1.99	1.97	2.17	2.13	1.75	2.63	1.51	2.41	3.00	2.89	2.96	2.69
O=Cl,F	0.15	0.10	0.45	0.07	0.50	0.05	0.04	0.29	0.29	0.26	0.02	0.23	0.22	0.16	0.20	0.50	0.14	0.49	0.16	0.02	0.07	0.06	0.09
Total	99.31	100.36	99.36	99.80	99.21	98.56	100.32	99.38	99.81	99.01	101.21	100.30	100.13	99.86	100.14	99.68	101.10	98.42	100.86	100.29	100.49	102.45	100.49
Number of cations per 23 oxygens for maximum Fe ³⁺																							
Si	7.846	7.796	6.491	7.842	6.443	7.917	7.629	5.849	5.883	5.810	7.989	6.741	6.793	6.456	6.452	6.539	7.864	6.017	6.467	7.735	7.569	7.847	6.808
Ti	0.000	0.003	0.034	0.006	0.048	0.023	0.009	0.084	0.071	0.049	0.000	0.058	0.077	0.093	0.118	0.077	0.000	0.042	0.056	0.018	0.012	0.000	0.003
Al	0.159	0.204	1.661	0.289	1.812	0.083	0.371	2.873	3.021	3.098	0.028	1.411	1.501	1.975	1.845	1.732	0.136	2.603	2.103	0.265	0.440	0.153	1.375
Cr	0.014	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.032	0.038	0.003	0.007	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.009	0.000	0.028
Fe ³⁺	0.338	0.146	1.841	0.195	1.362	0.008	0.143	1.106	0.913	1.038	0.019	1.002	0.740	0.771	0.924	1.178	0.152	1.290	1.054	0.094	0.548	0.071	1.118
Mn	0.050	0.068	0.079	0.066	0.046	0.214	0.074	0.008	0.021	0.024	0.078	0.027	0.020	0.050	0.041	0.026	0.035	0.006	0.021	0.010	0.014	0.075	0.024
Mg	1.287	1.622	0.506	1.165	0.500	1.233	1.292	1.286	1.199	1.223	2.221	1.250	1.110	1.943	2.034	2.359	3.210	1.301	2.710	4.364	4.153	4.848	3.701
Fe ²⁺	3.383	3.264	2.434	3.550	2.772	5.131	3.694	1.786	1.885	1.749	4.548	2.452	2.701	1.690	1.557	1.076	1.661	1.739	0.579	0.725	0.357	1.861	0.000
Ca	1.872	1.938	1.605	1.760	1.822	0.389	1.862	1.869	1.877	1.896	0.097	1.822	1.839	1.824	1.816	1.876	1.962	1.857	1.738	1.806	1.759	0.174	1.696
Na	0.051	0.035	0.339	0.124	0.423	0.060	0.089	0.461	0.467	0.396	0.013	0.397	0.358	0.388	0.388	0.383	0.038	0.428	0.408	0.076	0.128	0.043	0.352
K	0.022	0.023	0.332	0.026	0.360	0.024	0.021	0.281	0.261	0.253	0.003	0.163	0.168	0.271	0.268	0.275	0.009	0.411	0.080	0.012	0.037	0.006	0.048
Ni	0.000	0.006	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.000	0.000	0.007	0.005	0.016	0.000	0.000	0.012	0.009	0.013	0.008
V	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.006	0.000	0.008	0.006	0.010	0.004	0.020	0.020	0.018	0.016	0.007	0.000	0.002	0.008	0.000	0.000	0.004	0.004
Ba	0.000	0.005	0.011	0.000	0.010	na	na	na	na	na	0.000	0.000	0.009	0.002	0.005	0.003	0.005	0.007	0.000	0.004	0.002	0.000	0.006
Cations	15.021	15.111	15.332	15.026	15.615	15.086	15.185	15.611	15.605	15.545	15.003	15.381	15.374	15.485	15.477	15.536	15.091	15.702	15.226	15.123	15.037	15.096	15.171
Cl	0.049	0.032	0.545	0.087	0.612	0.045	0.050	0.334	0.331	0.304	0.019	0.266	0.260	0.137	0.144	0.139	0.006	0.495	0.106	0.004	0.019	0.004	0.037
F	0.127	0.080	na	na	na	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.085	0.427	0.148	0.085	0.072	0.020	0.050	0.060	0.063
OH	1.824	1.887	1.455	1.913	1.388	1.936	1.950	1.666	1.669	1.696	1.981	1.734	1.740	1.822	1.771	1.434	1.846	1.420	1.823	1.976	1.931	1.936	1.901
#Mg	0.26	0.32	0.11	0.24	0.11	0.19	0.25	0.31	0.30	0.30	0.33	0.27	0.24	0.44	0.45	0.51	0.64	0.30	0.62	0.84	0.82	0.72	0.77
Al ^{IV}	0.153	0.204	1.509	0.158	1.557	0.083	0.371	2.151	2.117	2.190	0.011	1.259	1.207	1.544	1.548	1.461	0.136	1.983	1.533	0.265	0.431	0.153	1.190

Tabela 6A. Resultados analíticos de microsonda em titanita.

Rock Type	Gb	Gb	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Cpxt	Ampt
Sample	EZ-09	EZ-09	FD25-198.40	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-69.50	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD28-76.30	FD25-229.20
Analysis	TTN1	TTN2	TTN1.2	TTN1	TTN2	TTN3	TTN1	TTN2	TTN3	TTN4	TTN5	TTN6	TTN7	TTN8	TTN9	TTN1
SiO₂	29.37	29.86	29.11	29.03	28.99	29.17	29.55	28.73	29.37	29.38	29.26	29.00	29.47	29.36	28.70	30.68
TiO₂	40.15	39.30	40.44	38.84	39.30	39.81	37.90	38.75	38.30	38.05	37.62	39.51	37.42	37.93	36.80	34.44
Al₂O₃	0.80	1.17	0.67	1.45	1.29	1.56	0.81	1.92	1.46	1.33	1.56	1.38	1.81	1.60	1.86	2.01
Fe₂O₃	0.25	0.25	0.38	0.75	0.67	0.56	0.76	0.95	0.85	0.61	0.80	0.85	0.81	0.92	1.03	1.02
MnO	0.01	0.02	0.04	0.05	0.10	0.11	0.05	0.00	0.09	0.00	0.13	0.04	0.02	0.13	0.01	0.05
MgO	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02
CaO (wt%)	28.16	28.52	28.07	28.20	28.35	28.18	28.37	28.03	28.00	27.91	28.30	27.96	28.63	27.99	28.14	27.95
Na₂O	0.05	0.00	0.00	0.04	0.02	0.07	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03
V₂O₃	0.31	0.39	0.45	0.40	0.38	0.36	0.54	0.51	0.41	0.37	0.48	0.37	0.41	0.41	0.41	0.25
F	0.00	0.00	0.00	0.28	0.23	0.37	0.20	0.51	0.35	0.41	0.54	0.31	0.47	0.45	0.63	0.93
H₂O_{calc}	0.17	0.24	0.17	0.22	0.20	0.17	0.14	0.22	0.20	0.11	0.12	0.20	0.20	0.18	0.16	0.04
O=F	0.00	0.00	0.00	0.12	0.10	0.15	0.08	0.21	0.15	0.17	0.23	0.13	0.20	0.19	0.26	0.39
Total	99.28	99.76	99.35	99.14	99.44	100.22	98.23	99.45	98.89	98.04	98.63	99.50	99.07	98.84	97.53	97.01
Number of cations per 5 oxygens																
Si	0.968	0.979	0.961	0.957	0.954	0.949	0.984	0.942	0.969	0.974	0.964	0.953	0.970	0.968	0.958	1.016
Ti	0.996	0.969	1.004	0.963	0.973	0.975	0.949	0.955	0.950	0.949	0.932	0.976	0.926	0.940	0.924	0.858
Al	0.031	0.045	0.026	0.056	0.050	0.060	0.032	0.074	0.057	0.052	0.061	0.053	0.070	0.062	0.073	0.078
Fe³⁺	0.007	0.007	0.010	0.021	0.018	0.015	0.021	0.026	0.023	0.017	0.022	0.023	0.022	0.025	0.029	0.028
Mn	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001
Mg	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Ca	0.995	1.002	0.993	0.996	1.000	0.983	1.012	0.985	0.990	0.991	0.999	0.984	1.009	0.989	1.006	0.992
Na	0.003	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002	0.003	0.001	0.002
V	0.007	0.008	0.010	0.009	0.008	0.008	0.012	0.011	0.009	0.008	0.010	0.008	0.009	0.009	0.009	0.005
Cations	3.008	3.013	3.007	3.006	3.009	2.998	3.011	3.001	2.993	2.996	3.000	2.996	3.009	3.000	3.002	2.981
F	0.000	0.000	0.000	0.029	0.024	0.038	0.021	0.052	0.037	0.043	0.056	0.032	0.048	0.047	0.066	0.097
OH	0.038	0.052	0.037	0.048	0.045	0.037	0.032	0.048	0.043	0.026	0.026	0.045	0.044	0.041	0.036	0.009

Tabela 7A. Resultados analíticos de microsonda em escapolita.

Rock Type	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	HDR	HDR	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt
Sample	EZ-09B	FD25-113.20	FD25-113.20	FD25-113.20	FD25-113.20	FD25-113.20	FD25-113.20	FD27-207.90	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-229.20	FD25-229.20	FD25-229.20	FD25-229.20	FD25-240.20	FD25-240.20
Analysis	SCP1	SCP1	SCP2.1	SCP2.2	SCP3	SCP4.1	SCP4.2	SCP1	SCP1	SCP2	SCP1	SCP2	SCP3	SCP4	SCP1	SCP2
SiO ₂	51.26	53.40	53.32	53.32	53.12	52.85	53.54	51.28	52.69	52.35	52.84	52.75	52.97	52.89	52.02	52.61
TiO ₂	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.07	0.00	0.00	0.08	0.16	0.11	0.01
Al ₂ O ₃	24.83	24.10	24.48	24.22	24.51	24.16	24.29	25.38	23.83	23.50	23.84	24.08	24.47	24.31	24.41	23.91
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO _(T)	0.01	0.07	0.00	0.01	0.03	0.04	0.04	0.06	0.47	0.23	0.02	0.01	0.00	0.02	0.18	0.12
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
CaO (wt%)	11.70	9.97	10.31	10.48	10.66	10.54	10.49	12.82	7.69	7.74	10.78	10.92	10.78	10.70	11.02	10.17
Na ₂ O	6.94	8.31	8.20	7.99	8.11	7.74	7.82	6.28	9.71	10.02	7.55	7.39	7.35	7.66	7.46	6.12
K ₂ O	0.82	0.38	0.32	0.33	0.34	0.59	0.56	0.91	0.38	0.40	0.90	0.85	0.94	0.92	0.65	1.97
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.02
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10
BaO	0.08	0.04	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	na	na	0.00	0.08	0.01	0.10	0.02	0.01
Cl	1.88	1.99	2.06	1.98	1.88	1.94	1.94	1.76	3.16	3.09	1.95	1.92	2.02	1.91	1.81	1.56
O≡Cl	0.42	0.45	0.46	0.45	0.42	0.44	0.44	0.40	0.71	0.70	0.44	0.43	0.46	0.43	0.41	0.35
Total	97.24	97.84	98.26	98.01	98.32	97.48	98.26	98.31	97.33	96.75	97.52	97.60	98.19	98.34	97.35	96.27
Number of cations per 24.5 oxygens																
Si	7.404	7.612	7.566	7.592	7.550	7.574	7.602	7.341	7.537	7.540	7.584	7.566	7.543	7.540	7.491	7.647
Ti	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.008	0.000	0.000	0.008	0.017	0.011	0.001
Al	4.227	4.049	4.095	4.064	4.106	4.081	4.065	4.283	4.018	3.989	4.033	4.070	4.106	4.084	4.144	4.096
Cr	0.001	0.002	0.003	0.000	0.004	0.001	0.000	0.004	0.006	0.004	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Fe	0.001	0.009	0.000	0.001	0.004	0.004	0.005	0.007	0.056	0.028	0.003	0.001	0.000	0.002	0.021	0.015
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.010	0.007	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.008	0.000
Mg	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.005	0.005
Ca	1.810	1.523	1.567	1.599	1.623	1.618	1.596	1.967	1.178	1.194	1.659	1.679	1.645	1.634	1.700	1.584
Na	1.942	2.295	2.256	2.207	2.235	2.150	2.152	1.744	2.692	2.798	2.100	2.054	2.030	2.118	2.084	1.725
K	0.151	0.070	0.058	0.060	0.061	0.107	0.102	0.165	0.069	0.073	0.164	0.156	0.170	0.168	0.118	0.364
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.006	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.003
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.009
Ba	0.005	0.002	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.005	0.001	0.000
Cations	15.556	15.564	15.546	15.531	15.591	15.542	15.523	15.533	15.565	15.637	15.554	15.536	15.505	15.581	15.585	15.449
Cl	0.460	0.482	0.495	0.478	0.453	0.471	0.468	0.428	0.765	0.755	0.475	0.467	0.487	0.462	0.442	0.385
Me (%)	46.38	39.31	40.39	41.37	41.47	41.81	41.52	50.83	30.90	29.84	42.31	43.18	42.77	41.71	43.87	43.35

Tabela 8A. Resultados analíticos de microsonda em biotita.

Rock Type	Gb	HDR	HDR	HDR	HDR	HDR	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Bt Ampt	Bt Ampt	Bt Ampt	Bt Cumt	Bt Ampt	Bt Ampt
Sample	FD25-113.20	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-76.10	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-137.90	FD25-240.20	FD25-240.20	FD25-240.20	FD26-74.30	FD26-74.30	FD25-173.80	FD25-173.80	FD25-173.80	FD25-173.80
Analysis	BTI 1	BTII 1	BTII 2	BTII 3	BTI 1	BTI 2	BTI 1	BTI 2	BTI 3	BTI 1	BTI 2	BTI 3	BTI 1	BTI 1	BTI 1	BTI 2	BTI 3	BTI 4
SiO ₂	35.54	32.01	32.42	31.91	33.26	33.76	36.09	34.61	35.93	35.05	35.63	35.14	37.93	38.53	38.00	38.56	38.30	38.27
TiO ₂	2.76	0.44	0.01	0.76	2.85	3.74	2.92	2.29	3.13	2.53	2.38	2.17	0.64	0.77	0.66	0.62	0.57	0.38
Al ₂ O ₃	15.27	17.31	18.07	17.33	16.23	16.81	15.19	14.33	14.43	14.97	14.63	14.29	14.60	14.95	16.18	16.43	15.58	15.97
Cr ₂ O ₃	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.09	0.18	0.21	0.43	0.46	0.27	0.16
FeO	23.53	26.74	28.12	27.57	23.38	22.51	21.55	24.33	22.26	21.37	22.38	22.66	11.61	12.23	10.14	9.95	10.26	10.33
MnO	0.24	0.23	0.24	0.18	0.16	0.17	0.07	0.33	0.09	0.21	0.18	0.12	0.10	0.02	0.08	0.06	0.04	0.04
MgO	9.06	7.04	7.68	7.87	8.08	8.47	9.82	9.37	9.68	9.94	10.23	10.17	19.39	18.94	18.94	19.52	19.57	20.15
CaO	0.00	0.12	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.04	0.05	0.00
Na ₂ O (wt%)	0.15	0.16	0.06	0.02	0.13	0.22	0.13	0.15	0.19	0.13	0.16	0.16	0.14	0.16	0.26	0.36	0.44	0.41
K ₂ O	9.05	8.64	8.52	8.33	9.14	9.17	9.05	8.46	9.26	9.57	9.35	9.48	9.45	9.36	8.81	8.69	9.07	9.28
V ₂ O ₃	0.10	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08	0.07	0.08	0.10	0.14	0.06	0.06	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.03
NiO	0.03	0.01	0.01	0.12	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.07	0.06	0.11	0.08	0.08	0.08	0.10	0.16
BaO	0.30	na	na	na	na	na	0.32	0.44	0.35	0.25	0.10	0.22	0.03	0.15	0.12	0.04	0.23	0.13
Cl	0.55	1.44	1.39	1.33	0.89	0.95	0.53	0.61	0.54	0.86	0.91	0.97	0.34	0.36	0.33	0.32	0.38	0.40
F	0.31	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.28	0.20	0.16	0.40	0.34	0.28	0.46	0.48	na	na	0.14	0.13
H ₂ O _{calc}	3.70	3.45	3.54	3.51	3.59	3.68	3.72	3.63	3.73	3.57	3.62	3.58	3.85	3.89	4.01	4.07	3.98	4.01
O=Cl,F	0.25	0.33	0.31	0.3	0.23	0.21	0.23	0.24	0.24	0.22	0.19	0.36	0.35	0.34	0.27	0.28	0.07	0.07
Total	96.63	93.92	96.23	95.14	96.32	96.77	94.06	95.74	95.80	95.10	95.97	95.10	96.07	95.51	94.74	96.01	94.05	95.07
Number of cations per 11 (O,OH,F,Cl)																		
Si	2.757	2.622	2.594	2.581	2.665	2.640	2.790	2.748	2.792	2.758	2.777	2.770	2.822	2.831	2.807	2.806	2.817	2.792
Ti	0.161	0.027	0.001	0.046	0.172	0.220	0.170	0.137	0.183	0.150	0.140	0.129	0.036	0.042	0.037	0.034	0.032	0.021
Al	1.396	1.671	1.703	1.652	1.533	1.549	1.384	1.341	1.321	1.388	1.344	1.328	1.280	1.295	1.408	1.409	1.351	1.373
Cr	0.000	0.008	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.005	0.010	0.012	0.025	0.026	0.015	0.009
Fe	1.527	1.832	1.882	1.865	1.567	1.472	1.393	1.616	1.446	1.406	1.459	1.494	0.723	0.752	0.627	0.606	0.631	0.630
Mn	0.016	0.016	0.016	0.012	0.011	0.011	0.004	0.022	0.006	0.014	0.012	0.008	0.006	0.001	0.005	0.004	0.003	0.003
Mg	1.048	0.860	0.916	0.949	0.965	0.988	1.132	1.109	1.122	1.166	1.189	1.195	2.151	2.075	2.086	2.118	2.146	2.192
Ca	0.000	0.010	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005	0.003	0.004	0.000
Na	0.023	0.026	0.009	0.003	0.021	0.034	0.019	0.023	0.028	0.019	0.024	0.025	0.020	0.023	0.037	0.050	0.062	0.058
K	0.896	0.903	0.870	0.859	0.934	0.915	0.893	0.857	0.918	0.961	0.930	0.953	0.897	0.877	0.831	0.807	0.851	0.863
V	0.006	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.005	0.005	0.006	0.009	0.003	0.004	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002
Ni	0.002	0.000	0.001	0.008	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.006	0.005	0.004	0.005	0.006	0.010
Ba	0.009	na	na	na	na	na	0.010	0.014	0.011	0.008	0.003	0.007	0.001	0.004	0.007	0.002	0.007	0.004
Cations	7.912	8.175	8.181	8.160	7.992	7.963	7.871	7.964	7.906	7.997	8.006	8.052	7.998	7.966	7.921	7.911	7.972	8.005
Cl	0.072	0.199	0.188	0.182	0.120	0.126	0.069	0.082	0.071	0.114	0.121	0.130	0.043	0.045	0.042	0.040	0.047	0.049
F	0.075	0.001	0.000	0.000	0.021	0.014	0.069	0.051	0.040	0.100	0.085	0.070	0.107	0.112	na	na	0.034	0.030
OH	1.853	1.800	1.812	1.818	1.859	1.861	1.862	1.868	1.889	1.786	1.795	1.800	1.850	1.843	1.958	1.960	1.919	1.921
Mg/(Mg+Fe)	0.41	0.32	0.36	0.34	0.38	0.40	0.45	0.41	0.44	0.45	0.45	0.44	0.75	0.73	0.77	0.78	0.77	0.78
Fe²⁺	1.380	1.705	1.654	1.548	1.391	1.260	1.298	1.382	1.328	1.317	1.322	1.363	0.579	0.634	0.552	0.519	0.566	0.527

Tabela 9A. Resultados analíticos de microsonda em clorita.

Rock Type	Spt	Spt	Spt	Spt	Per	Per	Amph Spt	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Ampt	Bt Actnt	Bt Actnt
Sample	EZ-06	EZ-06	EZ-06	EZ-06	FD25- 156.25	FD25- 156.25	FD26- 287.90	FD25- 113.20	FD25- 113.20	FD27- 125.30	FD27- 125.30	FD27- 207.90	FD25- 76.10	FD25- 76.10	FD25- 76.10	FD25- 137.90	FD25- 240.20	FD25- 240.20	FD25- 255.60	FD25- 255.60	FD26- 74.30	FD26- 74.30	
Analysis	CHL1	CHL2	CHL3	CHL4	CHL1	CHL2	CHL1	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2	CHL1	CHL1	CHL2	CHL3	CHL1	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2	CHL1	CHL2	
SiO ₂	29.33	30.65	32.80	32.95	28.21	28.39	37.33	25.89	27.39	25.81	26.09	25.54	23.89	24.80	24.05	27.06	26.79	27.54	29.21	27.10	28.40	27.24	
TiO ₂	0.00	0.15	0.44	0.41	0.00	0.01	0.15	0.00	0.86	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.19	0.12	0.29	0.39	0.00	0.07	0.00	0.11	
Al ₂ O ₃	19.23	18.86	10.78	10.94	22.21	21.97	7.42	18.63	16.26	19.75	19.20	21.29	20.95	22.68	21.14	16.54	19.36	16.75	21.07	20.49	18.44	19.55	
Cr ₂ O ₃	1.06	0.80	0.38	0.36	0.30	0.29	0.56	0.00	0.01	0.07	0.02	0.00	0.05	0.04	0.00	0.07	0.04	0.02	0.00	0.02	0.17	0.34	
FeO	3.66	3.43	5.56	4.99	8.42	8.53	3.93	33.34	28.80	28.56	28.38	30.41	33.15	30.12	37.61	30.70	24.86	29.39	19.68	22.67	18.68	20.39	
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.26	0.31	0.26	0.34	0.21	0.26	0.25	0.25	0.39	0.12	0.11	0.23	0.09	0.21	0.14	
MgO	35.37	35.38	38.48	38.54	29.60	29.79	38.23	11.73	11.54	13.91	14.62	12.94	10.30	12.93	7.35	14.23	16.69	13.67	15.34	18.10	21.67	20.07	
CaO	0.00	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.05	0.04	0.16	0.01	0.04	0.07	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	3.89	0.04	0.05	0.02	
Na ₂ O (wt%)	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.06	0.01	0.03	0.04	0.08	0.02	0.05	0.08	0.06	
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.08	0.02	0.01	0.05	0.02	1.92	0.03	0.10	0.02	0.25	0.08	0.04	0.08	0.19	0.92	0.05	0.07	0.05	0.07	
NiO	0.28	0.21	0.05	0.11	0.19	0.21	0.27	0.05	0.05	0.28	0.29	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.11	0.00	0.04	0.06	0.08	
V ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.10	0.03	0.06	0.02	0.06	0.00	0.00	0.07	0.04	0.01	0.06	0.06	0.00	0.08	0.01	
BaO	na	na	na	na	na	na	na	0.02	0.13	0.00	0.00	0.00	na	na	na	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.03	0.04	0.15	0.12	0.06	0.05	0.10	0.01	0.21	0.10	0.07	0.04	0.23	0.06	0.12	0.00	0.10	0.08	0.06	0.09	0.01	0.03	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.22	0.18	0.25	0.20	0.05	0.00	0.00	0.21	0.20	0.28	0.12	0.22	0.18	0.17	
H ₂ O _{calc}	12.84	12.98	12.62	12.65	12.61	12.64	12.76	11.08	10.76	11.15	11.19	11.33	10.90	11.50	10.97	11.10	11.35	11.04	11.85	11.55	11.71	11.61	
O=Cl,F	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.07	0.14	0.10	0.12	0.09	0.07	0.01	0.03	0.09	0.11	0.14	0.07	0.11	0.08	
Total	101.82	102.59	101.32	101.13	101.66	101.95	100.93	101.34	98.59	100.06	100.68	102.06	100.07	102.46	101.85	100.60	100.05	100.36	101.45	100.53	99.66	99.81	
Number of cations per 28 oxygens																							
Si	5.477	5.659	6.215	6.236	5.359	5.381	7.003	5.564	6.019	5.497	5.530	5.356	5.218	5.163	5.242	5.797	5.603	5.901	5.874	5.566	5.775	5.584	
Ti	0.000	0.021	0.063	0.058	0.000	0.002	0.021	0.000	0.142	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.031	0.020	0.045	0.062	0.000	0.011	0.000	0.017	
Al	4.233	4.104	2.406	2.440	4.971	4.907	1.640	4.717	4.212	4.958	4.795	5.263	5.393	5.565	5.430	4.176	4.770	4.228	4.993	4.960	4.419	4.722	
Cr	0.157	0.116	0.057	0.054	0.045	0.044	0.083	0.000	0.002	0.012	0.004	0.000	0.008	0.006	0.000	0.012	0.006	0.004	0.000	0.004	0.028	0.054	
Fe	0.572	0.530	0.882	0.789	1.338	1.352	0.616	5.992	5.293	5.087	5.029	5.334	6.057	5.245	6.856	5.501	4.348	5.266	3.309	3.895	3.176	3.496	
Mn	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.012	0.048	0.057	0.047	0.062	0.038	0.048	0.043	0.047	0.070	0.021	0.019	0.040	0.016	0.036	0.025	
Mg	9.847	9.738	10.869	10.871	8.382	8.419	10.693	3.757	3.780	4.416	4.619	4.045	3.354	4.014	2.390	4.544	5.203	4.365	4.599	5.542	6.568	6.133	
Ca	0.000	0.007	0.003	0.002	0.007	0.001	0.009	0.009	0.038	0.003	0.008	0.016	0.009	0.005	0.011	0.008	0.006	0.009	0.838	0.008	0.010	0.004	
Na	0.007	0.000	0.006	0.002	0.013	0.008	0.014	0.018	0.015	0.017	0.021	0.022	0.029	0.024	0.006	0.012	0.014	0.034	0.007	0.020	0.030	0.025	
K	0.004	0.000	0.003	0.018	0.005	0.003	0.013	0.005	0.537	0.009	0.026	0.006	0.070	0.020	0.011	0.023	0.050	0.252	0.012	0.019	0.012	0.019	
Ni	0.042	0.031	0.008	0.016	0.029	0.032	0.040	0.008	0.008	0.048	0.050	0.004	0.005	0.000	0.000	0.004	0.006	0.018	0.000	0.006	0.009	0.013	
V	0.001	0.005	0.004	0.000	0.002	0.005	0.000	0.017	0.006	0.010	0.003	0.011	0.000	0.000	0.012	0.007	0.001	0.010	0.010	0.000	0.012	0.001	
Ba	na	na	na	na	na	na	na	0.002	0.011	0.000	0.000	0.000	na	na	na	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cations	20.338	20.214	20.517	20.488	20.150	20.153	20.144	20.136	20.120	20.103	20.166	20.093	20.192	20.084	20.036	20.174	20.078	20.168	19.683	20.048	20.075	20.092	
Cl	0.009	0.013	0.048	0.038	0.019	0.017	0.031	0.002	0.077	0.035	0.024	0.013	0.084	0.021	0.043	0.000	0.036	0.027	0.021	0.030	0.004	0.012	
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.109	0.151	0.119	0.164	0.130	0.037	0.000	0.000	0.142	0.129	0.192	0.078	0.146	0.113	0.107	
OH	15.991	15.987	15.952	15.962	15.981	15.983	15.969	15.889	15.772	15.846	15.811	15.857	15.879	15.979	15.957	15.858	15.835	15.780	15.901	15.824	15.883	15.881	
Mg/(Mg+Fe)	0.95	0.95	0.92	0.93	0.86	0.86	0.95	0.39	0.42	0.46	0.48	0.43	0.36	0.43	0.26	0.45	0.54	0.45	0.58	0.59	0.67	0.64	
Al^{IV}	2.523	2.341	1.785	1.764	2.641	2.619	0.997	2.436	1.981	2.503	2.470	2.644	2.782	2.837	2.758	2.203	2.397	2.099	2.126	2.434	2.225	2.416	

Tabela 10A. Resultados analíticos de microsonda em magnetita.

Rock Type	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Banded HDR	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
Sample	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD25-72.65	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30	FD27-125.30
Analysis	MAG1	MAG2	MAG3	MAG4	MAG5	MAG6	MAG7	MAG8	MAG1	MAG2	MAG3	MAG4	MAG5	MAG6	MAG7	MAG8	MAG9	MAG10	MAG11	MAG12	MAG12	MAG13
SiO₂	0.47	0.66	0.32	0.35	1.40	0.48	0.36	0.46	0.06	0.06	0.07	0.05	0.02	0.01	0.04	0.02	0.12	0.01	0.02	0.02	0.06	0.00
TiO₂	0.08	0.07	0.10	0.14	0.05	0.17	0.03	0.00	0.18	0.19	0.11	0.00	2.12	0.27	0.06	0.31	0.09	0.25	0.10	0.03	0.19	0.08
Al₂O₃	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.04	0.08	0.13	0.07	0.08	1.06	0.06	0.11	0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.05	0.07
Cr₂O₃	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.08	0.13	0.11	0.08	0.07	0.07	0.03	0.10	0.02	0.06	0.00
V₂O₃	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	1.81	1.83	2.01	3.79	3.67	1.85	2.19	2.10	2.69	1.76	1.45	1.78	2.59	1.84
FeO_(T) (wt%)	69.95	68.96	69.79	70.04	67.97	69.66	70.00	69.78	68.54	68.32	68.62	67.69	62.30	68.78	68.58	68.65	68.03	68.73	68.86	68.76	68.34	69.02
FeO	32.72	32.60	32.39	32.60	33.89	32.73	32.34	32.52	31.35	31.25	31.21	30.47	32.61	31.56	31.13	31.59	31.04	31.39	31.30	31.03	31.17	31.21
MnO	0.06	0.07	0.01	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.00	0.09	0.08	0.19	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.03	0.03
MgO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.06	0.00
CaO	0.02	0.03	0.04	0.07	0.08	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
NiO	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	0.02	0.00	0.00	0.05
Total	103.40	102.49	102.74	103.22	103.57	103.09	102.89	102.80	102.12	101.93	102.24	102.39	102.02	102.64	102.23	102.82	102.16	102.30	101.90	101.80	102.53	102.25
Number of cations per 4 oxygens																						
Si	0.017	0.025	0.012	0.013	0.052	0.018	0.014	0.017	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000
Ti	0.002	0.002	0.003	0.004	0.001	0.005	0.001	0.000	0.005	0.005	0.003	0.000	0.060	0.008	0.002	0.009	0.002	0.007	0.003	0.001	0.005	0.002
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.004	0.006	0.003	0.004	0.047	0.003	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003
Cr	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	0.000
V	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.054	0.055	0.061	0.114	0.110	0.055	0.066	0.063	0.081	0.053	0.044	0.054	0.078	0.055
Fe²⁺	1.011	1.020	1.012	1.010	1.045	1.018	1.011	1.017	1.000	1.005	1.002	0.994	1.057	1.004	0.982	1.006	1.001	1.004	0.998	0.994	1.003	0.999
Fe³⁺	1.961	1.945	1.967	1.968	1.891	1.956	1.969	1.964	1.928	1.922	1.923	1.877	1.718	1.924	1.931	1.914	1.901	1.929	1.945	1.941	1.903	1.938
Mn	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.003	0.003	0.006	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001
Mg	0.000	0.002	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000
Ca	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Cations	2.997	2.999	2.999	2.998	3.000	2.999	3.000	3.000	2.997	3.000	3.000	3.000	3.000	2.998	2.990	2.998	2.999	2.999	2.998	2.997	3.000	3.000