



**Universidade Federal do Pará**



**Faculdade de Geologia**



**Instituto de Geociências**

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANTONIA RAILINE DA COSTA SILVA

ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS  
ROCHAS ENCAIXANTES E DO MINÉRIO DO ALVO  
VISCONDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

GEOCIÊNCIAS  
U F P A

**BELÉM – PARÁ**  
**FEVEREIRO – 2011**

ANTONIA RAILINE DA COSTA SILVA

ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS ROCHAS  
ENCAIXANTES E DO MINÉRIO DO ALVO VISCONDE,  
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia da  
Universidade Federal do Pará – UFPA, em  
cumprimento às exigências para obtenção  
do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno  
Nobre Villas.

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

S586e Silva, Antonia Railine da Costa

Estudo petrográfico e geoquímico das rochas encaixantes e do minério do depósito Visconde, Província Mineral de Carajás / Antonia Railine da Costa Silva; Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas – 2011

104 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Quarto Período de 2010.

1. Alteração hidrotermal. 2. Mineralização cupro-aurífera. 3. Província Mineral de Carajás (PA). I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

---

ANTONIA RAILINE DA COSTA SILVA

ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS ROCHAS  
ENCAIXANTES E DO MINÉRIO DO ALVO VISCONDE,  
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geologia da  
Universidade Federal do Pará – UFPA, em  
cumprimento às exigências para obtenção  
do grau de Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito: \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas – Orientador  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Evaldo Raimundo Pinto da Silva – Membro  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Membro

*À minha mãe, por toda a confiança e dedicação.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus que sempre me acompanha em todas as decisões e atitudes.

À minha família, especialmente minha mãe, minha avó, minha irmã Maria Paula, a Creuza e a Edwiges, e todos os outros que sempre acreditaram na minha capacidade, torceram por mim.

À Universidade Federal do Pará e o Instituto de Geociências pelo fornecimento de equipamentos e instalações necessárias para realização das atividades.

Ao projeto “Estudo das relações entre a deformação das rochas e os depósitos minerais na região sudeste da Serra dos Carajás, Pará, com base em dados geoestruturais e petrológicos” (Convênio CVRD-UFPA-FADESP nº 1467); e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia que proporcionaram verbas para a realização dos trabalhos.

Ao Prof. Netuno pela oportunidade de realizar esse trabalho; por todo acompanhamento nos meus últimos anos do curso, pela paciência e cuidado nas correções e pela disposição em orientar.

Ao geólogo Gustavo Craveiro por me ajudar em todos os trabalhos desde o terceiro semestre do curso e pelas discussões muito proveitosas. Agradeço também por seu companheirismo, carinho, amor e amizade.

Aos meus colegas Bruna Leal, Max de Jesus e Ignácio de Loiola, por todo o companheirismo, pelos estudos e brincadeiras e pelas noites de sono perdidas. Pela presença nos altos e baixos do curso. E a todos os outros colegas de curso e do Grupo de Metalogênese.

Ao Prof. Milton Matta, pela orientação no dois primeiros anos do curso.

À equipe da laminação, especialmente a Joelma, pela rapidez e disposição em sempre ajudar.

Ao Prof. Lamarão e a Macris, pela ajuda com o MEV.

## RESUMO

O depósito cupro-aurífero Visconde está localizado a 15 km a leste do congênere depósito do Sossego, na zona de transição entre o domínio Carajás e os terrenos granito-*greenstone* Rio Maria, Província Mineral de Carajás (PMC). O depósito Visconde é hospedado predominantemente por rochas metavulcânicas félsicas, granitoides e gabros/dioritos, embora, dacitos, rochas vulcânicas máficas e ultramáficas serpentinizadas também estejam localmente mineralizadas. Essas rochas mostram graus variados de alteração hidrotermal, constatando-se que alteração sódica (albita + escapolita), sódico-cálcica I (actinolita + turmalina + epidoto + magnetita), potássica (biotita ± alanita, K-feldspato), sódico-cálcica II (albita + calcita + actinolita + epidoto + quartzo + hematita) e cloritização ocorreram nesta ordem e em parte se superpuseram. O modo de ocorrência das fases hidrotermais foi controlado pelo regime tectônico, o qual passou de dúctil para rúptil-dúctil. A precipitação de sulfetos (pirita + calcopirita + bornita ± pentlandita ± molibdenita) se deu em praticamente todos os estágios, mas foi após biotitização que se formaram os maiores volumes (notadamente calcopirita e bornita), sobretudo nas brechas. A associação de sulfetos e óxidos reflete uma assinatura geoquímica caracterizada por Cu-Au-Fe-Mo, enquanto minerais de ganga (allanita, turmalina e apatita) evidenciam significativo aporte de ETRL, B e P pelos fluidos ao sistema hidrotermal. As paragêneses apontam para fluidos inicialmente muito salinos (escapolita marialítica), quentes e de caráter mais reduzido (magnetita), os quais, progressivamente, se tornaram menos salinos e mais frios e oxidados (hematita). As características do depósito Visconde, no que diz respeito às rochas encaixantes, tipos de alteração e mineralização, são muito semelhantes às do depósito de Sossego, o que os coloca em uma mesma categoria metalogenética.

## ABSTRACT

The copper-gold Visconde deposit is located about 15 km east of the Sossego deposit, at the transition zone between the Carajás Domain and the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Carajás Mineral Province (CMP). The Visconde deposit is hosted by felsic metavolcanic rocks, granites and gabbros/diorites, but dacites, mafic and serpentine-rich ultramafic rocks are also mineralized, though locally. These rocks are hydrothermally altered at varying grades, being sodic alteration (albite + scapolite), calcic-sodic I (actinolite + tourmaline + epidote + magnetite), potassic (biotite ± allanite, K-feldspar), calcic-sodic II (albite + calcite + actinolite + epidote + quartz + hematite) and chloritisation the most important types, which evolved in that order and are in part superimposed. The mode of occurrence of the hydrothermal minerals has been controlled by the tectonic regime that grades from ductile to brittle-ductile. The sulfide precipitation (pyrite + chalcopyrite + bornite ± pentlandite ± molibdenita) occurred in all alteration stages, but was most voluminous following biotitization. Chalcopyrite and bornite dominate, especially in the breccias. The sulfide and oxide assemblages characterizes a metal suite of Cu-Au-Fe-Mo-Ni, while gangue minerals (allanite, tourmaline and apatite) indicates significant entrance of LREE, B and P into the hydrothermal system by the circulating fluids. The mineral parageneses allow to infer that the early fluids were highly saline (marialitic scapolite), hot and relatively reduced (magnetite), but became progressively less saline, cooler and more oxidized (hematite) as they reacted with the mineral environment or mixed with superficial fluids. Similar geological setting, host rocks, alteration types, metal suite and mineralization styles support both the Visconde and Sossego deposits to be classed in the same metallogenetic category.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localização do depósito Visconde. .... 21
- Figura 2.** Mapa geológico do Domínio Carajás, Província Mineral de Carajás, identificando a área do depósito Visconde. .... 26
- Figura 3.** Mapa geológico do depósito Visconde mostrando as relações de contato entre os diversos litotipos e seções esquemáticas com a disposição verticalizada das camadas. .... 31
- Figura 4.** Mapa com as posições de todos os furos realizados na área do Visconde, destacando os furos descritos no trabalho (em vermelho) e os pontos de coleta de amostras em afloramentos (em amarelo). .... 33
- Figura 5.** Perfis esquemáticos de furos estudados no depósito Visconde, mostrando as principais feições dos litotipos encontrados. **Furo VISD-43:** A) Granito isótopo cortado veio de calcopirita; B) Agregados de magnetita; C) Dique de diorito biotitizado; D) Gabro foliado (biotitizado) cortado por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita; E) Metavulcânica félsicas biotitizada; F) Gabro biotitizado e espolitizado, cortado veios de calcopirita; G) Rocha vulcânica amigdaloidal foliada. **Furo VISD-50:** A) Contato entre gabro/diorito e rocha metavulcânicas félsicas; B) Gabro/diorito muito foliado; C) Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita, calcopirita e bornita; D) Dique félsico não alterado; E) Rocha metavulcânica félsica bandada e fraturada; F) Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita; G) Metavulcânica félsica K-feldspatizada, corta dor veios de albita (rosa) e epidoto (verde). .... 34
- Figura 6.** Perfis esquemáticos de furos do depósito Visconde, mostrando as principais feições dos s litotipos encontrados. **Furo VISD-36=** A) Granito isótopo; B) Brecha com clastos de granito imersos em matriz de sulfetos; C) Granito isótopo, biotitizado e cortado por veio de calcopirita; D) Granito albitizados (porção rosa); E) Rocha gabroicas, isótopa e com granulação média; F) Granito biotitizado e cortado por veios de clorita e albita; **Furo VISD-52=** A) Rocha fina, rica em talco, cortada por veios de albita e calcita; B) Brecha com fragmentos angulosos de rocha inclusos em matriz de calcita e albita; C) Contato entre rocha metavulcânicas e gabro/diorito actinolitizado; D) Gabro/diorito muito foliado; E) Gabro/diorito isótopo, cortado por veios de quartzo. .... 35
- Figura 7.** Fotomicrografias de amostras das rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde. A) Rocha foliada, com finas palhetas de muscovita orientadas; B) Rocha isótopa; C) Rocha bandada alternando bandas quartzo feldspáticas, com bandas de muscovita; D) Rocha deformada, com praticamente todos os minerais substituídos por biotita; cristais de

quartzo e plagioclásio remanescentes mostram-se estirados; E) Palhetas de muscovita parcialmente substituídas por biotita hidrotermal; F) Rocha mais alterada, com a formação de escapolita, biotita e microclina. Os cristais de quartzo mostram-se estirados e com contatos suturados. *Qtz= quartzo; Plg= plagioclásio; Bt= biotita; Ms= muscovita*..... 39

**Figura 8.** Fotomicrografias de amostras dos granitoides do depósito Visconde. A) e B) Feições (texturas) gerais; C) e D) Detalhes de cristais de quartzo albita tabuleiro de xadrez em contato com plagioclásio primário; E) Halo de biotitização em granitoide; F) Granitoide foliado, deformado. *Qtz= quartzo; Plg= plagioclásio; Fds= feldspato; Bt= biotita; Ms= muscovita; Ab= albita*..... 41

**Figura 9.** Fotomicrografias de amostras das rochas máficas do depósito Visconde. A) Feições (texturas) gerais, com anfibólio, plagioclásio, biotita e magnetita; B) Gabro anfibolitizado com cristal de magnetita primária com textura “boxwork”; C) Gabro escapolitizados e biotitizado; D) Rocha máfica foliada (milonitizado); E) Bandamento composicional; F) Detalhe de cristais de magnetita primários com exsolução de ilmenita. *Qtz= quartzo; Fds= feldspato; Bt= biotita; Anf= anfibólio; Esc= escapolita; Mt= magnetita; Ilm= ilmenita*..... 44

**Figura 10.** Fotomicrografias de amostras de dacito do depósito Visconde. A) Fenocristais de plagioclásio e quartzo; B) Fenocristais de quartzo com feições de corrosão em golfos; C) Cristais de albita (tabuleiro de xadrez?) alterando cristais da rocha; D) Aspecto da matriz dos dacitos, detalhando os intercrescimentos quartzo-feldspáticos. *Qtz= quartzo; Plg= plagioclásio; Bt= biotita; Ms= muscovita; Ab= albita*..... 47

**Figura 11.** Fotomicrografias de amostras de diques dioríticos do depósito Visconde. A) Textura geral; B) Ripas de plagioclásio em massa de intercrescimento quartzo-feldspático; C) e D) Rocha totalmente alterada, à base de anfibólio, biotita e escapolita. *Plg= plagioclásio; Anf= anfibólio; Bt= biotita; Esc= escapolita*..... 49

**Figura 12.** Fotomicrografias de amostras de brechas hidrotermais do depósito Visconde. A) Cristais de apatita e alanita imersos em matriz de calcopirita; ocorrem relíquias de rocha granítica biotitizada; B) e D) Cristais em matriz de calcopirita e bornita; C) Detalhe em luz refletida da matriz de calcopirita substituindo cristais de pirita. *Ap= apatita; Bt= biotita; Al= alanita; Cpy= calcopirita; Bor= bornita*..... 51

**Figura 13.** Fotografias das brechas com matriz de carbonato. A) Clastos angulosos de rocha rica em biotita, imersos em matriz de calcita e albita (e calcopirita subordinada); B) Rocha metavulcânica félsica interrompida por brecha de calcita..... 52

**Figura 14.** Fotomicrografias de amostras da rocha vulcânica amigdaloidal do depósito Visconde. A) Textura geral, com estruturas similares a amígdalas contornadas por matriz

biotitzada; B) Amigdalas preenchidas por clorita (?), quartzo e calcopirita; C) Detalhe de cristal similar à olivina serpentinizada; D) Rocha deformada, com amigdalas rotacionadas. *Qtz= quartzo; Bt= biotita; Cpy= calcopirita; Serp= serpentina*.....53

**Figura 15.** Fotomicrografias de amostras da rocha ultramáfica do depósito Visconde. A) Cristais de mineral máfico serpentinizado e contornados por cristais de magnetita; B) Veio de magnetita (centro) com magnetita e dolomita nas bordas, alterando rochas serpentinizadas; C) e D) Rocha milonitizada, com talco, magnetita e cristais deformados de magnetita. *Tal= talco; Ser= serpentina; Mag= magnetita; Dol= dolomita; Mt= magnetita*. .....54

**Figura 16.** Imagens de elétrons retroespalhados de minerais da rocha ultramáfica do depósito Visconde, com seus respectivos espectros composicionais (MEV-EDS). A) Cristais de magnetita com bordas de dolomita, em contato com cristais de magnetita; B) Cristais de magnetita, calcopirita e magnetita em rocha rica em talco. *Tal= talco; Ser= serpentina; Mag= magnetita; Dol= dolomita; Mt= magnetita*. Amostras metalizadas com carbono. ....55

**Figura 17.** Fotomicrografias dos aspectos gerais dos diques dacíticos. A) Textura porfirítica com cristais de plagioclásio imersos em matriz fina; B) Detalhe de cristais de plagioclásio sendo cortados por vênulas de calcita; C) Detalhe de textura glomeroporfirítica local, representada pelos aglomerados de plagioclásio, neste caso, sendo alterados para epidoto; D) Detalhe da matriz com textura em feltro. *Plg= plagioclásio; Ep= epidoto; Cal= calcita*. ....56

**Figura 18.** Aspectos gerais dos granitos não alterados. A) e B) Textura fanerítica da rocha, destacando a presença de cristais de microclina, de quartzo, bem como o intercrescimento entre esses dois minerais; C) Detalhe de intercrescimento gráfico entre microclina e quartzo; D) Detalhe de cristal de microclina com feições de exsolução de plagioclásio; E) Cristais de biotita totalmente cloritizados; F) Cristal de plagioclásio deformado. *Qtz= quartzo; Plg= plagioclásio; Mic= microclina; Bt= biotita*.....58

**Figura 19.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da albita hidrotermal. A) Albita tabuleiro de xadrez parcialmente substituída por turmalina em granitoide; B) Veio de albita (monomineralico) com maclamento do tipo albita simples em rocha metavulcânica ácida; C) Albita em substituição ao plagioclásio primário do granito de que resultou a formação de epidoto; D) Albita tabuleiro de xadrez em veio constituído de albita, K-feldspato, clorita, actinolita e titanita. *Qtz= quartzo; Bt= biotita; Ab= albita; F-K= feldspato potássico; Tur= turmalina; Ep= epidoto; Tit= titanita; Cal= calcita*. .....61

**Figura 20.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da escapolita hidrotermal. A) Abundante escapolita resultante da substituição ubíqua de rocha máfica que foi, em seguida, biotitizada e cortada por vênulas de quartzo; B) Grandes cristais de escapolita

em substituindo os feldspatos do granito; C) Vênulas de escapolita cortando zonas turmalinizadas em metavulcânicas félsicas. *Bt= biotita; Esc= escapolita; Tur= turmalina...* 62

**Figura 21.** Fotomicrografias dos principais anfibólios resultante da alteração hidrotermal nas rochas do Visconde. A) Rocha gabroicas rica em Mg-hornblenda; B) Agregados de actinolita parcialmente substituído por calcopirita; C) Agregado de cristais estriados de actinolita; D) Cristal de actinolita associado com calcopirita, em substituição à Mg-hornblenda. *Mg-hbl= Mg-hornblenda; Act= actinolita; Cpy= calcopirita; Tur= turmalina.....* 63

**Figura 22.** Fotomicrografias dos principais modos de ocorrência do epidoto hidrotermal nas rochas do depósito Visconde. A) Cristais de epidoto associados com albita em granitoide; B) Agregados em rocha máfica escapolitizada e actinolitizada; C) Cristais subédricos e zonados associados com fluorita e albita; D) Veio de epidoto (parede) e calcita (centro) em rocha metavulcânica félsica. *Ab= albita; Ep= epidoto; Fl= fluorita; Cal= calcita. ....* 64

**Figura 23.** Fotomicrografias dos principais óxidos hidrotermais nas rochas do Visconde. A) Cristal subédrico de magnetita acompanhado por finos prismas de rutilo; B) Inclusões de ilmenita e rutilo em magnetita (no magnetitito); C) Agregado de cristais maclados de ilmenita em granito brechado; D) Veio de hematita especular, relacionado aos estágios finais de alteração, em dacito. E) Imagem de elétrons retroespalhados (com respectivos espectros de EDS) de cristais de magnetita, rutilo e ilmenitacoprecipitados em magnetitito. *Mt= magnetita; Ilm= ilmenita; Rut= rutilo; Hm= hematita.....* 65

**Figura 24.** Quadro paragenético das rochas do depósito Visconde e o principal modo de ocorrências dos minerais hidrotermais. .... 66

**Figura 25.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da turmalina hidrotermal. A) Cristais zonados de turmalina que substituem cristal de escapolita em rocha metavulcânicas félsica; B) Cristais de turmalina e albita em veio de substituição, cortados por calcopirita. *Tur= turmalina; Esc= escapolita; Ab= albita; Cpy= calcopirita.....* 67

**Figura 26.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da biotita hidrotermal. A) Substituição ubíqua de rocha diorítica por biotita; B) Rocha foliada rica em biotita, em que esta mica substitui parcialmente cristais de escapolita; C) Macrolamela de biotita deformada e invadido por bornita. *Bt= biotita; Mt= magnetita; Esc= escapolita; Bor= bornita.....* 68

**Figura 27.** Fotomicrografias de cristais de alanita hidrotermal. A) Cristal zonado, que substituiu biotita e é cortado pela calcopirita. B) Detalhe da concentração de cristais de alanita na borda do halo de biotitização em granitoide. *Al= alanita; Bt= biotita; Cpy= calcopirita; GRA=granito; GRAbt= granito biotitizado.....* 68

**Figura 28.** Difractogramas de duas amostras (Furo VISD-43 e VISD-50), com os picos dos principais minerais encontrados. Em A) ocorre, além de talco e biotita (eastonita), magnetita (em marrom) e quartzo (em verde)..... 69

**Figura 29.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento de K-feldspato hidrotermal. A) Finos cristais de microclina intersticiais aos cristais de plagioclásio sericitizados em granitoide e associado com calcopirita; B) Veio de K-feldspato com finas inclusões de hematita dando um aspecto sujo aos cristais; C) Aspecto macroscópico de metavulcânica félsicas K-feldspatizada. Mic= microclina. Cpy= calcopirita; K-felds= feldspato potássico. .... 70

**Figura 30.** Fotomicrografias dos sulfetos formados durante o evento mineralizador no Alvo Visconde, bem como suas formas de ocorrência mais comuns. A) Disseminações de finos cristais de calcopirita e pirita; B) Cristal de molibdenita estirado, no plano da foliação; C) Cristais de pirita no plano de foliação, parcialmente substituídos por pirita; D) Cristais de pentlandita e pirita sendo substituídos por calcopirita; E) Macrocrystal de molibdenita sendo substituído por calcopirita em gabro brechado; F) Cristais de apatita imersos em matriz de calcopirita coprecipitada com bornita; G) Bornita invadindo lamelas de biotita; H) Calcopirita em veio, junto com albita e calcita; I) Calcopirita em brecha parcialmente substituída por digenita. Ap= apatita; Cpy= calcopirita; Bor= bornita; Py= pirita; Ptl= pentlandita; Mol= molibdenita; Dig= digenita; Mt= magnetita. .... 71

**Figura 31.** Fotomicrografias de feições de sericitização e argilização em rochas do Visconde. A) Cristal de plagioclásio com lamelas médias de sericita; B) Cristais de plagioclásio argilizados e sericitizados; C) Cristais de plagioclásio e epidoto em granitoide argilizados, cortado por veios de albita não argilizados. Qtz= quartzo; Plg= plagioclásio; Ab= albita; Ep= epidoto; Bt arg= biotita argilizada; Ser= sericita. .... 72

**Figura 32.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento de quartzo hidrotermal. A) Cortando os cristais de anfibólio; B) Cortando os cristais de escapolita; C) Veio de constituído de cristais alongados de quartzo, com textura de fluxo. Qtz= quartzo; Anf= anfibólio; Esc= escapolita; Tur= turmalina. .... 73

**Figura 33.** Fotomicrografias das formas de desenvolvimento de calcita hidrotermal. A) Veio de epidoto (parede) e calcita (centro); B) Veio de albita, calcita e calcopirita, com K-feldspato nas paredes dos veios; C) Cristais de calcita intersticiais aos de albita em veio; D) Agregados anédricos de calcita alterando a rocha, próximo a veio de albita. Cal= calcita; Ep= epidoto; F-K= feldspato potássico; Ab= albita; Cpy= calcopirita. .... 74

- Figura 34.** Fotomicrografias dos principais modos de ocorrência da clorita. A) Substituindo o cristal de escapolita em rocha gabroicas; B) Franjas nas bordas de veios de albita tabuleiro de xadrez e K-feldspato; C) Vênula monominerálicas em granitoide. *Cl= clorita; Ab= albita; Anf= anfibólio; Plg= plagioclásio; F-K= feldspato potássico; Mt= magnetita.* .....74
- Figura 35.** Padrão de distribuição dos ETR de amostras de granitoides do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984). .....76
- Figura 36.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos granitoides do depósito Visconde, normalizados ao condrito de Thompson (1982). .....77
- Figura 37.** Diagramas de variação composicional, indicando as tendências de alteração hidrotermal apresentados pelos litotipos. ....78
- Figura 38.** Padrão de distribuição dos ETR de gabros/dioritos e rocha rica em talco do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984). *11-43= rocha foliada rica em talco e magnesita; 30/43= rocha rica em talco; Outras notações= rochas gabroicas/dioríticas.*.....78
- Figura 39.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos gabros/dioritos e amostras ricas em talco (11-43 e 30-43) do depósito Visconde, normalizados ao condrito (THOMPSON, 1982). .....79
- Figura 40.** Padrão de distribuição dos ETR das rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984). .....80
- Figura 41.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos gabros/dioritos e amostras ricas em talco (11-43 e 30-43) do depósito Visconde, normalizados ao condrito (THOMPSON, 1982). .....81
- Figura 42.** Evolução temporal do depósito Visconde em termos dos diferentes estágios de alteração hidrotermal indicação do regime tectônico e condições termais, estas inferidas a partir de dados de estabilidade mineral. As setas vermelhas indicam a estrada de fluidos no sistema e as pretas a evolução principal. ....88

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	18
1.1 APRESENTAÇÃO.....	18
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO.....	19
1.3 JUSTIFICATIVA .....	19
1.4 OBJETIVOS .....	19
<b>2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	22
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA .....	22
2.2 TRABALHO DE CAMPO.....	22
2.3 PETROGRAFIA.....	23
2.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	23
2.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X .....	23
2.6 ANÁLISE QUÍMICA.....	24
2.7 TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS .....	24
2.8 CONFEÇÃO DA MONOGRAFIA .....	24
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	25
<b>4 GEOLOGIA LOCAL</b> .....	30
<b>5 PETROGRAFIA DOS LITOTIPOS</b> .....	36
5.1 ROCHAS ALTERADAS .....	36
5.1.1 Rochas Metavulcânicas Ácidas .....	36
5.1.2 Granito Albitizado.....	40
5.1.3 Dioritos e Gabros.....	43
5.1.4 Dacitos .....	46
5.1.5 Diques Dioríticos.....	48
5.1.6 Brechas Hidrotermais .....	50

5.1.7 Outras Ocorrências .....	52
5.2 ROCHAS NÃO ALTERADAS .....	56
5.2.1 Diques Dacíticos .....	56
5.2.2 Granito.....	57
<b>6 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL .....</b>	<b>60</b>
6.1 ALBITIZAÇÃO .....	60
6.2 ESCAPOLITIZAÇÃO .....	61
6.3 ANFIBOLITIZAÇÃO .....	62
6.4 EPIDOTIZAÇÃO .....	63
6.5 MAGNETITIZAÇÃO E HEMATITIZAÇÃO.....	64
6.6 TURMALINIZAÇÃO .....	67
6.7 BIOTITIZAÇÃO .....	67
6.8 FELDSPATIZAÇÃO POTÁSSICA .....	69
6.9 SULFETAÇÃO .....	70
6.10 ARGILIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO .....	71
6.11 SILICIFICAÇÃO .....	72
6.12 CARBONATAÇÃO .....	73
6.13 CLORITIZAÇÃO.....	73
<b>7 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS .....</b>	<b>75</b>
7.1 GRANITOIDES .....	75
7.2 GABROS E DIORITOS.....	77
7.3 ROCHAS METAVULCÂNICAS ÁCIDAS .....	80
<b>8 DISCUSSÕES .....</b>	<b>82</b>
8.1 PRINCIPAIS LITOTIPOS .....	82
8.2 ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO .....	84
8.2.1 Alteração Sódica .....	85
8.2.2 Alteração Potássica.....	86

8.2.3 Mineralização.....	87
8.2.4 Sericitização, silicificação e argilização .....	87
8.2.5 Alteração Sódico-Cálcica II e Cloritização .....	89
8.3 COMPARAÇÕES COM O DEPÓSITO DE SOSSEGO.....	89
9 CONCLUSÕES.....	92
REFERÊNCIAS .....	95
ANEXOS .....	101
ANEXO A: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS ELEMENTOS MAIORES DAS ROCHAS DO DEPÓSITO VISCONDE (GRA= Granitoides; GBA= Gabros/Dioritos; MVA= Rochas Metavulcânica Félsicas. ....	102
ANEXO B: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS DAS ROCHAS DO DEPÓSITO VISCONDE (GRA= granitoides; GBA= gabros/dioritos; MVA= Rocha metavulcânica félsicas. ....	103

## 1 INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

Na Província Mineral de Carajás, no setor centro-sul do estado do Pará, ocorre um conjunto de depósitos de Cu-Au, com associações variadas de outros metais (ALMADA & VILLAS,1999; VILLAS & SANTOS,2001; REIS & VILLAS,2002; BOTELHO *et al.*, 2005; DREHER & XAVIER,2005; LINDENMAYER *et al.*, 2005; MONTEIRO *et al.*, 2008a; GALARZA *et al.*, 2008), destacando-se os depósitos de 1) óxidos de Fe-Cu-Au-(U-ETR) do Igarapé Bahia (219 Mt a 1,4% Cu e 0,86g/t Au), do Salobo (994 Mt a 0,94% Cu e 0,52 g/t Au), do Sossego (196 Mt a 1,0% Cu e 0,27g/t Au), do Cristalino (500 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au) e do 118 (170 Mt a 1,0% Cu e 0,3g/t Au), 2) de Cu-Au-(Zn-W-Sn-Mo-Bi) de Águas Claras (9,5 Mt a 2,43 g/t Au), do Igarapé Pojuca (58 Mt a 0,9% Cu e 8,5 Mt a 1% Zn), Estrela (230 Mt e 0,5% Cu) e Breves (50 Mt a 1,22% Cu e 0,75g/t Au); e 3) Cu-Au de Serra Verde (dados de recursos não disponíveis). A maioria é de idade arqueana e muitos se enquadram na categoria IOCG (*iron oxide-copper-gold*). Apesar de variados e economicamente viáveis, o único depósito de onde cobre é explotado é o Sossego, com produção anual de 467.000 t de concentrado (30% Cu e 6 ppm Au).

Nesse contexto está inserido o Visconde. Trata-se de um depósito epigenético com características muito semelhantes às de vários outros depósitos cupro-auríferos que ocorrem em um corredor de direção aproximada E-W ao longo da zona de transição entre o bloco Carajás e os terrenos granito-*greenstone* Rio Maria.

Nesse corredor, a colocação e resfriamento de intrusões graníticas, e a alta densidade das fraturas abertas nas rochas, favoreceram intensa circulação de fluidos hidrotermais, os quais alteraram as rochas encaixantes e as mineralizaram com calcopirita e ouro. O estilo da mineralização e os produtos da alteração nos vários depósitos mostram diferenças marcantes e refletem, principalmente, o ambiente estrutural, a composição das rochas e dos fluidos, bem como as condições de temperatura e pressão sob as quais os processos mineralizantes e metassomáticos ocorreram.

Esses depósitos têm sido investigados em maior ou menor grau e os pontos mais controversos quanto à gênese dizem respeito à fonte dos fluidos mineralizadores, se derivados

dos corpos graníticos a eles associados ou de outras fontes. A obtenção de dados sobre um maior número de depósitos poderá trazer importantes subsídios para um melhor entendimento do quadro metalogenético do cobre e ouro em Carajás.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO

O depósito Visconde está localizado a 15 km do depósito do Sossego, sendo um dos seus alvos satélites. Dista cerca de 22 km da cidade de Canaã dos Carajás e 45 km de Parauapebas (**Figura 1**).

## 1.3 JUSTIFICATIVA

Recentemente, a mineradora VALE (antiga CVRD) desenvolveu programas de exploração das áreas circundantes a mina do Sossego, com o intuito de utilizar a mesma estrutura gerada para aquela mina. Em decorrência, foi delimitado o Alvo Visconde em área com características geológicas muito similares à daquele depósito.

A ideia deste trabalho foi contribuir ao entendimento da geologia da região de Carajás com base na descrição de rochas e dos produtos da mineralização e alteração hidrotermal relacionados àquele alvo. Além disso, visou a fornecer subsídios para a reconstrução de paleossistemas hidrotermais na região para melhor entendimento da natureza e ambiente de formação das rochas hospedeiras, bem como das peculiaridades dos sistemas cupro-auríferos em Carajás.

## 1.4 OBJETIVOS

Este trabalho teve como principal objetivo a caracterização petrográfica e química das rochas encaixantes e do minério, bem como dos tipos representativos da alteração hidrotermal associada à mineralização cupro-aurífera do depósito Visconde. Buscar-se-á, também, definir a sequência paragenética do minério e, dada a proximidade, apontar semelhanças e dessemelhanças com o depósito do Sossego.

Dentre os objetivos específicos do trabalho pode-se listar os seguintes:

1. Caracterizar mineralógica, textural e quimicamente os litotipos identificados no Alvo Visconde;
2. Definir os tipos de alteração hidrotermal e suas relações com as rochas mineralizadas;
3. Estabelecer as relações temporais entre minerais de minério e da ganga (sequência paragenética);
4. Discutir as semelhanças e dessemelhanças que o depósito Visconde apresenta com o do Sossego.

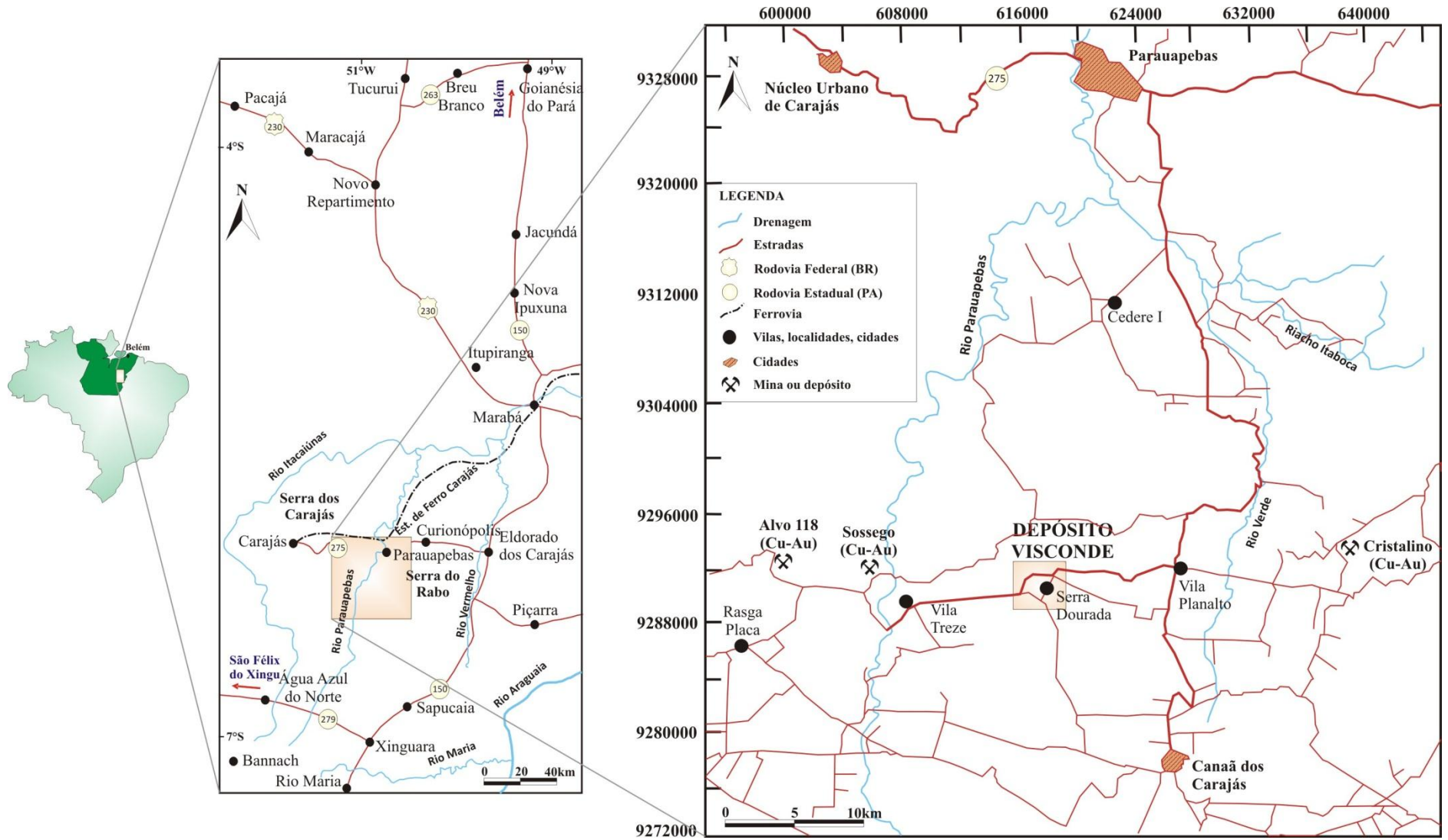


Figura 1. Mapa de localização do depósito Visconde.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

---

Os procedimentos metodológicos utilizados neste trabalho são descritos a seguir:

### 2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A fase de pesquisa bibliográfica consistiu na leitura e análise de publicações, dentre os quais, aqueles referentes à geologia da região de Carajás (DOCEGEO, 1988; BIZZI *et al.*, 2003; VÁSQUEZ & ROSA-COSTA, 2008), ao Alvo Visconde (relatórios internos da VALE), granitoides oxidados (ISHIHARA, 1981; BLEVIN & CHAPPEL, 1992; TAKAGI & TSUKIMURA, 1997), depósitos do tipo IOCG (WILLIAMS *et al.*, 2005; MONTEIRO *et al.*, 2008a; NIIRANEN, 2005; POLLARD, 2006) e alteração hidrotermal (ROSE & BURT, 1979; POLLARD, 1983; PIRAJNO, 2009). Esta fase se estendeu durante todo o trabalho.

### 2.2 TRABALHO DE CAMPO

As campanhas de campo foram realizadas em duas etapas, entre os dias 19 e 24 de janeiro de 2009 e 21 a 25 de abril de 2010, nas quais se realizou a descrição mesoscópica e documentação fotográfica de testemunhos de cinco furos de sondagem representativos do depósito (**Figura 04**), SRD-VISD-FD035 (358,55 m), SRD-VISD-FD037 (346,2 m), SRD-VISD-FD043 (212,25 m), SRD-VISD-FD050 (257,70 m) e SRD-VISD-FD052 m (180,50 m). Foram selecionadas 113 amostras (30 do furo FD035; 18 do furo FD037; 28 do furo FD043; 27 do furo FD050; e 10 do furo FD052) representativas das diferentes rochas, tipos de alteração hidrotermal e estilos de mineralização encontrados. Além disso, foram coletadas amostras em quatro pontos de afloramentos do Alvo.

### 2.3 PETROGRAFIA

Foram confeccionadas cerca de 90 lâminas polidas, sendo as análises petrográficas feitas em microscópio Zeiss, modelo Axioplan2, de luz transmitida e refletida, do Laboratório de Geologia Econômica da UFPA. O exame petrográfico teve como principal finalidade caracterizar os tipos de alteração e de minério, bem como identificar possíveis protólitos das rochas hospedeiras do minério, dadas as condições de intensa alteração a que foram submetidas essas rochas.

### 2.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

O uso de MEV-EDS foi destinado ao refinamento petrográfico, com a melhor caracterização das fases minerais encontradas, que não foram passíveis de identificação por meios ópticos convencionais. O microscópio utilizado foi o modelo LEO-1430 do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA. Foram feitas imagens de Elétrons Retro-espalhados, além de análises químicas semi-quantitativas (EDS) de filossilicatos, anfibólios, feldspatos, carbonatos e minerais metálicos.

### 2.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Foi utilizada para complementar a identificação mineralógica em duas amostras que não puderam ser convenientemente laminadas. As análises foram realizadas mediante o uso do difratômetro de marca PANalytical, modelo XPERTPROMPD, do Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da UFPA, equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite. Tensão e corrente foram ajustadas para 40 kV e 30 mA, respectivamente. Os registros foram realizados no intervalo de exposição de  $5^\circ$  a  $75^\circ 2\theta$ , *steps* de  $2\theta$ , com tempo de 5,55 min, fenda de 1/4 10s. A interpretação efetuou-se por meio do *software X'PERT HIGHSCORE* e busca no banco de dados do PCPDFWIN (*Powder Diffraction File – International Centre for Diffraction Data*).

## 2.6 ANÁLISE QUÍMICA

Foram preparadas (britadas e pulverizadas) 40 amostras de rochas para análises químicas de elementos maiores e traços, as quais foram realizadas na ACME Analítica Laboratórios Ltda, no Canadá.

Os teores dos componentes maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) foram determinados por ICP-ES e dos elementos traços (Rb, Sr, Ba, Be, Zr, Nb, Y, Ta, Sn, Ga, Th, Tm, U, V, W, Yb, Hf, Sc, Cs, Ag, As, Au, Bi, Cd, Ni, Hg, Mo, Pb, Sb, Tl, Se, Co, Zn e Cu) e terras raras por ICP/MS. A perda ao fogo foi determinada por calcinação a  $1000^\circ\text{C}$ .

## 2.7 TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Os dados de campo e petrográficos foram utilizados para definir as variedades de rochas, tipos de alteração hidrotermal e estilo de mineralização presentes no depósito. Esses dados, associados com os de outros autores, permitiram interpretações preliminares a respeito da formação e evolução do depósito. Com base nos dados de Craveiro *et al.* (2010), Monteiro *et al.* (2008a; 2008b), Rosa (2006), Sousa (2007), Villas *et al.* (2004; 2005), Xavier *et al.* (2008), foi possível fazer melhores interpretações no que concerne à caracterização do depósito, bem como as comparações com o depósito do Sossego.

## 2.8 CONFECÇÃO DA MONOGRAFIA

Essa etapa com a elaboração do texto final da monografia nos últimos quatro meses de desenvolvimento do trabalho.

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

---

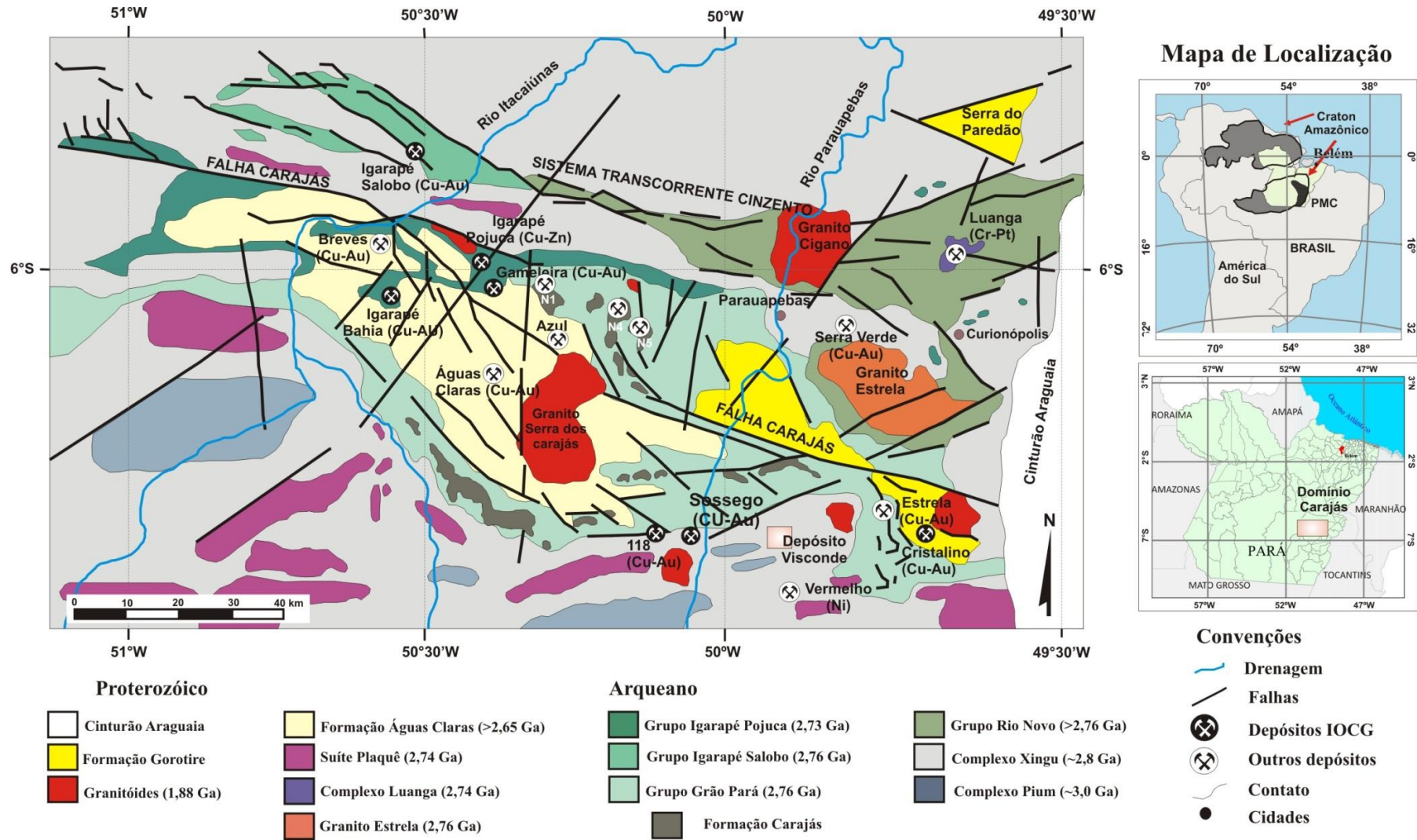
A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na porção sudeste do Cráton Amazônico, representa grande importância econômica haja vista suas enormes riquezas minerais (DOCEGEO, 1988). Com base em dados litológicos, geocronológicos e metalogenéticos, esta província tem sido subdividida em dois blocos distintos, o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e o Domínio Carajás (DC). Os limites entre esses dois blocos ainda não estão bem definidos, o que levou à definição de um domínio intermediário, ou Zona de Transição (DALL'AGNOL *et al.*, 1997).

O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) corresponde à porção sul da província, na qual são encontradas as rochas mais antigas da PMC, com idades entre 2,97 e 2,87 Ga (BIZZI *et al.*, 2003). É formado pelas sequências do tipo *greenstone* do Supergrupo Andorinhas e por granitoides tais como, o Tonalito Arco Verde, Granito Guarantã, Granodiorito Rio Maria, Tonalito Parazônia, Trondhjemito Mogno e os granitos Xinguara e Mata Surrão (DALL'AGNOL *et al.*, 1997).

- **DOMÍNIO CARAJÁS**

A porção norte da PMC é representada pelo Domínio Carajás (**Figura 02**). As rochas mais antigas deste domínio são agrupadas no Complexo Pium. Este é composto pelo Orognaissse Chicrim-Cateté (VÁSQUEZ & ROSA-COSTA, 2008), relacionado ao evento mais antigo de formação de crosta nesse domínio, datados de  $3002 \pm 1$  Ma (U-Pb em núcleo de zircão; PIDGEON *et al.*, 2000) e por charnockitos que devem ter se colocado durante o metamorfismo granulítico que afetou essas rochas em  $2859 \pm 9$  Ma (U-Pb em borda de zircão; PIDGEON *et al.*, 2000).

O embasamento do domínio é formado pelo Complexo Xingu, datado em  $2859 \pm 2$  e  $2851 \pm 4$  Ma (U-Pb em zircão; MACHADO *et al.*, 1991) Essa unidade comporta gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica e tonalítica, metamorfisados na fácies anfíbolito. A datação dos ortognaisses forneceu idade de  $2974 \pm 15$  (Pb-Pb em zircão; AVELAR *et al.*, 1999), indicando que esta associação deve ser resultado do retrabalhamento de granitoides mesoarqueanos, semelhantes aos do Domínio Rio Maria (VÁSQUEZ & ROSA-COSTA, 2008).



**Figura 2.** Mapa geológico do Domínio Carajás, Província Mineral de Carajás, identificando a área do depósito Visconde.

Fonte: PINHEIRO (1997).

Dispostas discordantemente sobre as rochas do embasamento estão as sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e do Grupo Rio Novo. O Grupo Rio Novo (DOCEGEO, 1988) é considerado mais antigo que o Supergrupo Itacaiúnas, porquanto se acha cortado pelo complexo máfico-ultramáfico Luanga e pelo complexo granítico Estrela, ambos datados em  $2763 \pm 7$  Ma (MACHADO *et al.*, 1991; BARROS *et al.*, 2001). Agrupa uma sequência de rochas máficas e ultramáficas metamorfasadas, formações ferríferas bandadas, xistos paraderivados.

O Supergrupo Itacaiúnas é dividido nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama, e apresenta idades (com exceção do Grupo Buritirama, ainda não datado) entre 2,76 e 2,73 Ga (U-Pb em zircão, MACHADO *et al.*, 1991; TALLARICO *et al.*, 2005; TRENDALL *et al.*, 1998; KRYMSCKY *et al.*, 2002). É composto de paragneisses, anfíbolitos, quartzitos, meta-arcóseos e formações ferríferas, metamorfasadas nas fácies xisto verde e anfíbolito, deformadas em graus variáveis e hospedeiras de grandes reservas de minério de Fe, Cu e Au.

Entre 2,75 e 2,74 Ga, diversos corpos graníticos foram alojados nas rochas mais antigas. Trata-se dos granitos Planalto, Serra do Rabo, Cristalino (Pb-Pb em zircão, HUHN *et al.*, 1999) e Suíte Plaqué (Pb-Pb em zircão, AVELAR, 1996; AVELAR *et al.*, 1999). São granitos alongados na direção E-W, de caráter sintectônico a tardi-tectônico e de tendência alcalina e metaluminosa.

A Formação Águas Claras, que recobre discordantemente as rochas mais antigas, é composta por siltitos e arenitos (ARAÚJO *et al.*, 1988). A idade mínima dessa unidade é dada pelos diques e soleiras máficas que a cortam e foram datadas em  $2645 \pm 12$  Ma (Pb-Pb em zircão, DIAS *et al.*, 1996) e  $2708 \pm 37$  Ma (U-Pb em zircão; MOUGEOUT *et al.*, 1996). Já a idade máxima é dada por zircões detríticos datados em 2778 a 3020 Ma (U-Pb, MOUGEOUT *et al.*, 1996). Por outro lado Trendall *et al.* (1998) obtiveram para as rochas vulcânicas, consideradas sindeposicionais idade de  $2681 \pm 5$  Ma (U-Pb em zircão), que foi interpretada por eles como a verdadeira idade desta formação.

Segundo Lima & Pinheiro (2001) a Formação Gorotire aflora na terminação leste da Falha Carajás e compreende arenitos arcoseanos imaturos, relacionados com conglomerados polimíticos. A ausência de representantes vulcânicos faz com que a idade dessa unidade ainda seja controversa. Por correlação com unidades, Vásquez & Rosa-Costa (2008) consideram que essa formação tenha se depositado entre o fim do Riáciano e início do Orosiriano. Já Pinheiro & Holdsworth (1997) a consideram como sendo do Neoproterozóico.

Granitos tardios, de caráter alcalino e metaluminoso cortam as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, dentre eles as intrusões Itacaiúnas de  $2,56 \pm 37$  Ma (Pb-Pb em zircão, SOUZA *et al.*, 1996) e Velho Salobo de  $2573 \pm 3$  Ma (U-Pb em zircão, MACHADO *et al.*, 1991).

Destacam-se ainda, as suítes máfico-ultramáficas acamadadas Cateté, Vermelho e Santa Inês, constituídos essencialmente por gabro, norito, piroxenito e serpentinito. São intrusivos em rochas arqueanas e representam corpos alongados segundo E–W. Macambira & Tassinari (1998) obtiveram idade de  $2378 \pm 55$  Ma para o alojamento da Suíte Cateté (isócrona Sm-Nd, em minerais e rocha total). No entanto, Lafon *et al.* (2000) atribuiu idade de  $2766 \pm 6$  Ma (U-Pb em zircão) para a mesma unidade. As demais unidades não são datadas, mas têm sido atribuídas ao Paleoproterozóico (ARAÚJO & MAIA, 1991). Estas são as únicas rochas conhecidas até o presente que podem ter relação com o ciclo Transamazônico no domínio Carajás (BIZZI *et al.*, 2003).

Em toda a PMC ocorrem, discordantemente à estruturação regional, vários granitos de 1,88 Ga. São rochas isotropas, alcalinas e metaluminosas, com composição química semelhante à dos granitos do tipo A (DOCEGEO, 1988; DALL'AGNOL *et al.*, 1997). Dentre eles destacam-se os granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa, Jamon, Jovem Salobo, Redenção, Seringa, Velho Guilherme e Breves (MACHADO *et al.*, 1991; BARBOSA *et al.*, 1995; AVELAR, 1996; DALL'AGNOL *et al.*, 1997; TEIXEIRA, 1999; TALLARICO *et al.*, 2004).

### **Evolução Tectônica**

Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), a evolução termo-tectônica da região de Carajás é inicialmente marcada por um sistema transpressivosinistral dúctil que deformou as rochas dos complexos Pium e Xingu, Suíte Plaqué e Grupo Igarapé Salobo em condições de alta temperatura e as rochas do Grupo Igarapé Pojuca em condições de temperaturas médias à baixas. Em seguida, um evento extensivo teria propiciado a deposição do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras.

Um novo evento transtensivo destal estaria associado aos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, e também à nucleação da falha Carajás (em torno de 2,6 Ga). O falhamento favoreceu a migração de fluidos, muitos dos quais responsáveis pela formação de vários dos depósitos de cobre e ouro presentes nessas unidades. Após isso, uma transpressão sinistral teria deformado as rochas próximas à falha Carajás e invertido fracamente a bacia (<2,5 Ga). Por fim, um evento extensivo (ou transtensivo) por volta de 1,88 Ga permitiu a intrusão de plútons graníticos e de diques.

A trama dúctil de alta temperatura que afetou as rochas do embasamento, ao longo da história evolutiva, foi reativada várias vezes, influenciando na distribuição, padrão geométrico e cinemática das estruturas formadas. Essa influência torna-se menor a partir de 1,88Ga, a partir de quando há uma diminuição gradativa da deformação na região de Carajás.

## 4 GEOLOGIA LOCAL

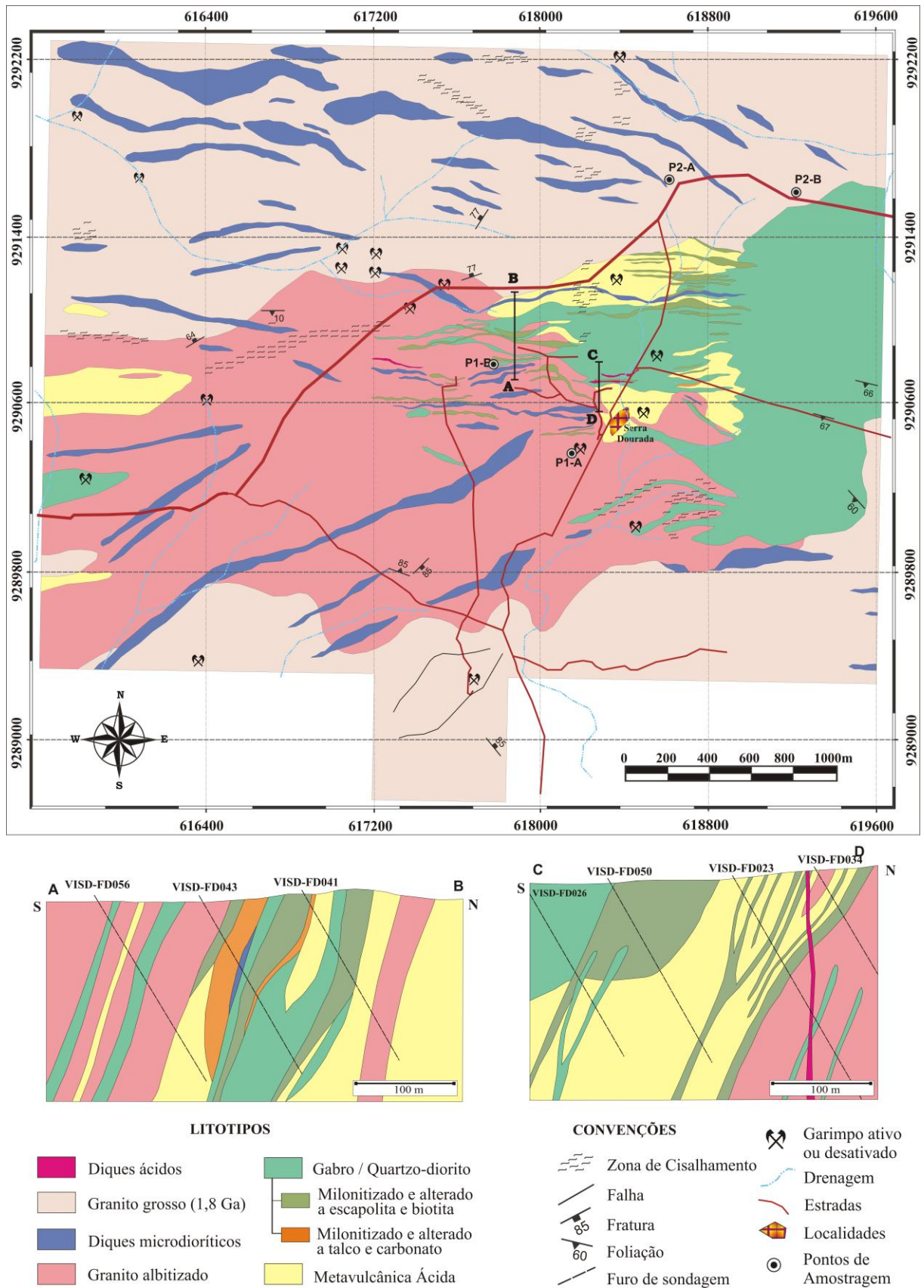
---

O depósito Visconde está localizado numa zona de transição, na qual ocorrem, ao norte, rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas e, ao sul, gnaisses do Complexo Xingu. Rochas ígneas félsicas e máficas são intrusivas nessas unidades ao longo de uma zona de cisalhamento regional de direção WNW-ESE, onde jazem vários depósitos cupro-auríferos com características similares, dentre eles o 118, Sossego, Cristalino, Bacaba, Jatobá, Castanha e o próprio Visconde. Esses depósitos têm sido classificados como pertencentes à classe IOCG (*iron oxide-copper-gold*), sem que haja, contudo, consenso a esse respeito.

Estudos sobre a alteração hidrotermal das rochas encaixantes desses depósitos (SOUZA, 2007; AUGUSTO *et al.*, 2008, MONTEIRO *et al.*, 2008a; 2008b; dentre outros) apontam para albitização e escapolitização iniciais que afetaram especialmente os granitoides, seguidas por biotitização e, depois, por alteração sódico-cálcica. A formação dos óxidos de ferro se deu nos estágios iniciais e a mineralização cupro-aurífera, em geral, após a biotitização. Ao mesmo tempo em que a alteração se desenvolveu, o regime tectônico na área passou de dúctil para rúptil-dúctil (VILLAS *et al.*, 2005).

No Alvo Visconde, ocorrem rochas ígneas máficas e félsicas, plutônicas e vulcânicas, as quais exibem graus variados de alteração hidrotermal. As rochas hospedeiras mineralizadas, em especial, mostram forte estruturação, principalmente na direção E-W. Como resultado da deformação regional, as rochas encontram-se verticalizadas.

O mapa geológico (**Figura 3**) apresenta a distribuição espacial dos principais litotipos que ocorrem nas circunvizinhanças do depósito Visconde e as **figuras 5 e 6** apresentam a variação e distribuição dos litotipos em alguns dos furos de sondagem estudados. As rochas metavulcânicas ácidas (de composição dacítica) apresentam granulação fina e são representadas por variedades isótropas, foliadas ou bandadas. Trata-se do único litotipo com evidências de metamorfismo regional. Os granitoides mostram cor cinza claro, granulação média a grossa. São isótropos, mas com porções foliadas. Os gabros-dioritos são cinza escuro, de granulação média e também apresentam variedades isótropas, foliadas e bandadas. Diques máfico-intermediários são comuns e delimitam faixas estreitas que cortam as demais rochas.



Com menor expressão, ocorrem dacitos, cortando os granitoides e rochas metavulcânicas félsicas. Exibem coloração cinza claro a cinza escuro, textura porfirítica (com fenocristais de plagioclásio e quartzo) e moderado grau de alteração hidrotermal.

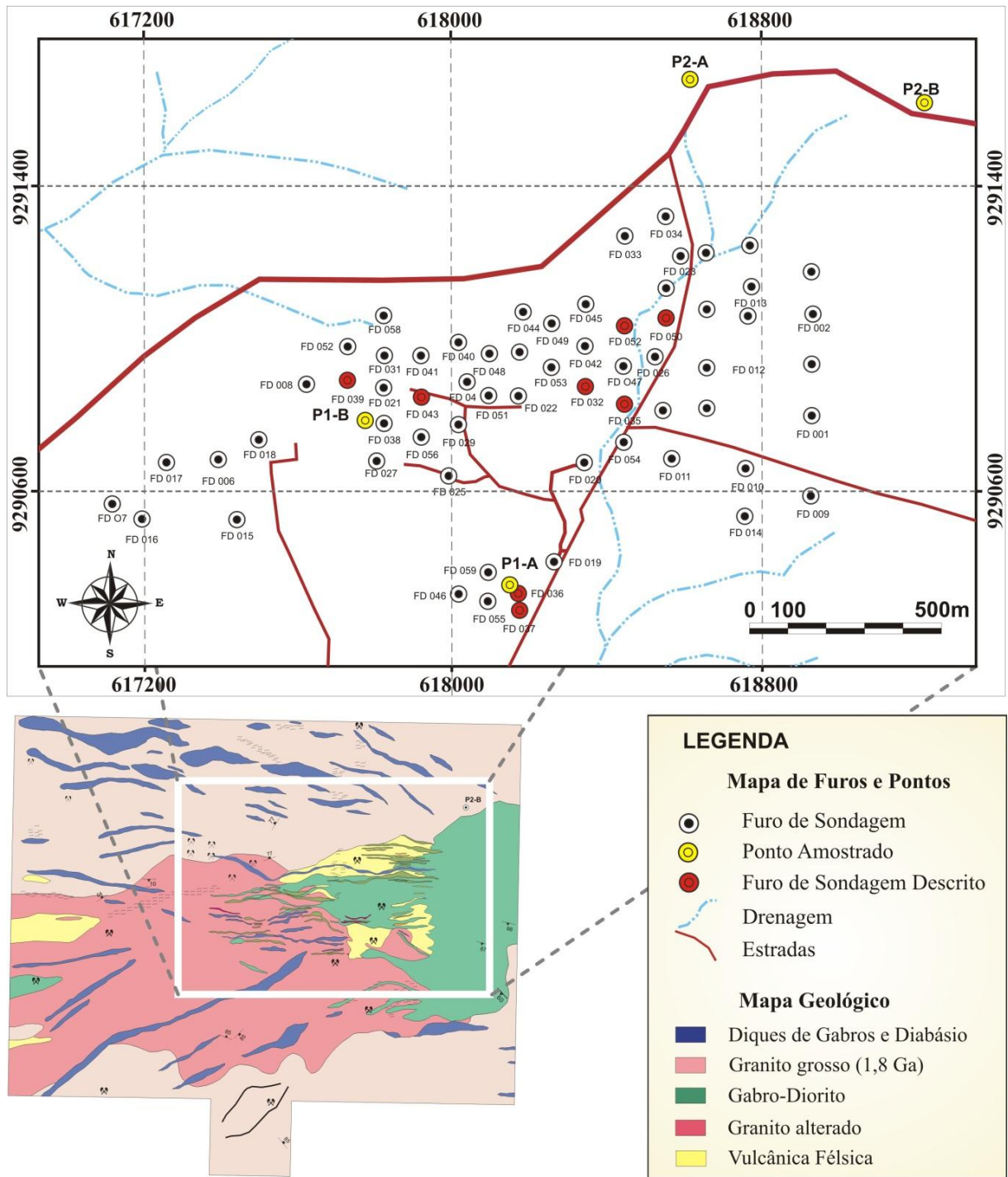
Registram-se ainda, na área, rochas que não foram afetadas pelo processo hidrotermal as quais correspondem a diques dacíticos e um corpo sienogranítico. Os diques são marrom avermelhados, porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz fina. Apresentam relação intrusiva com os litotipos alterados. O corpo granítico é isótropo e aflora nas porções norte e sul da área. Exibe coloração rosa avermelhada, textura fanerítica e é constituído principalmente por microclina e quartzo, além de quantidades subordinadas de plagioclásio e biotita. Mostra-se fraturado e, nos planos de fratura, preenchimento de clorita e epidoto.

Possíveis rochas vulcânicas máficas foram observadas em um dos furos de sondagem (VSD-43). Elas são finas e apresentam feições similares a amígdalas preenchidas, cujo reconhecimento é dificultado pelo alto grau de alteração e pela deformação. Semelhantes ocorrências foram descritas em áreas próximas (MONTEIRO *et al.*, 2008b) quando caracterizaram rochas de cor verde escura a marrom, com textura afanítica reliquiar e vesículas e/ou amígdalas irregulares preenchidas por quartzo, calcita e hematita hidrotermais.

Em alguns furos, dentro das rochas metavulcânicas e dos gabros/dioritos ocorrem corpos de rochas ultramáficas, as quais estão serpentinizadas. Em resposta à alteração, desenvolveram abundante talco, dando às rochas aspecto sedoso.

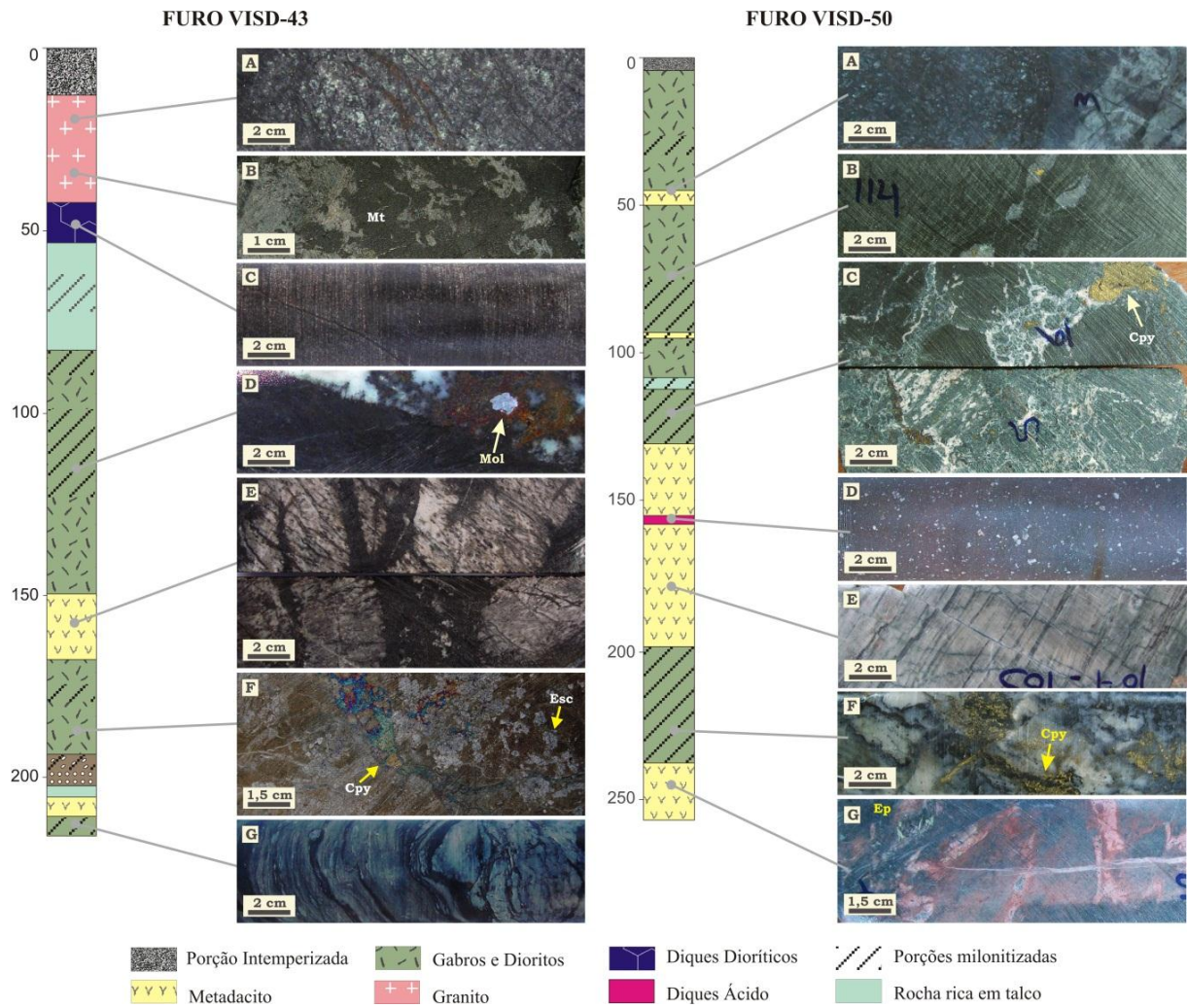
Albitização, escapolitização, actinolitização, turmalinização, biotitização, cloritização, epidotização, carbonatação e silicificação são os principais de alteração hidrotermal que afetaram as rochas do depósito Visconde. Em algumas amostras cisalhadas, o grau de deformação e/ou alteração foi tão intenso que todas as feições primárias das rochas foram obliteradas, redundando em corpos extremamente foliados e biotitizados. Brechas hidrotermais também são comuns e alcançam até 8 m de espessura. Predominam dois tipos: aqueles com clastos arredondados de rocha ou cristais (principalmente alanita e apatita) e matriz de sulfetos; e aqueles com clastos angulosos e matriz de calcita, albita e quartzo.

Os corpos mineralizados mais expressivos ocorrem nas zonas de brechas em que os sulfetos (especialmente calcopirita) são os principais constituintes da matriz. Os minerais de minério também ocorrem como disseminações, nos planos da foliação ou em veios poliminerálicos relacionados aos estágios finais do processo hidrotermal.



**Figura 4.** Mapa com as posições de todos os furos realizados na área do Visconde, destacando os furos descritos no trabalho (em vermelho) e os pontos de coleta de amostras em afloramentos (em amarelo).

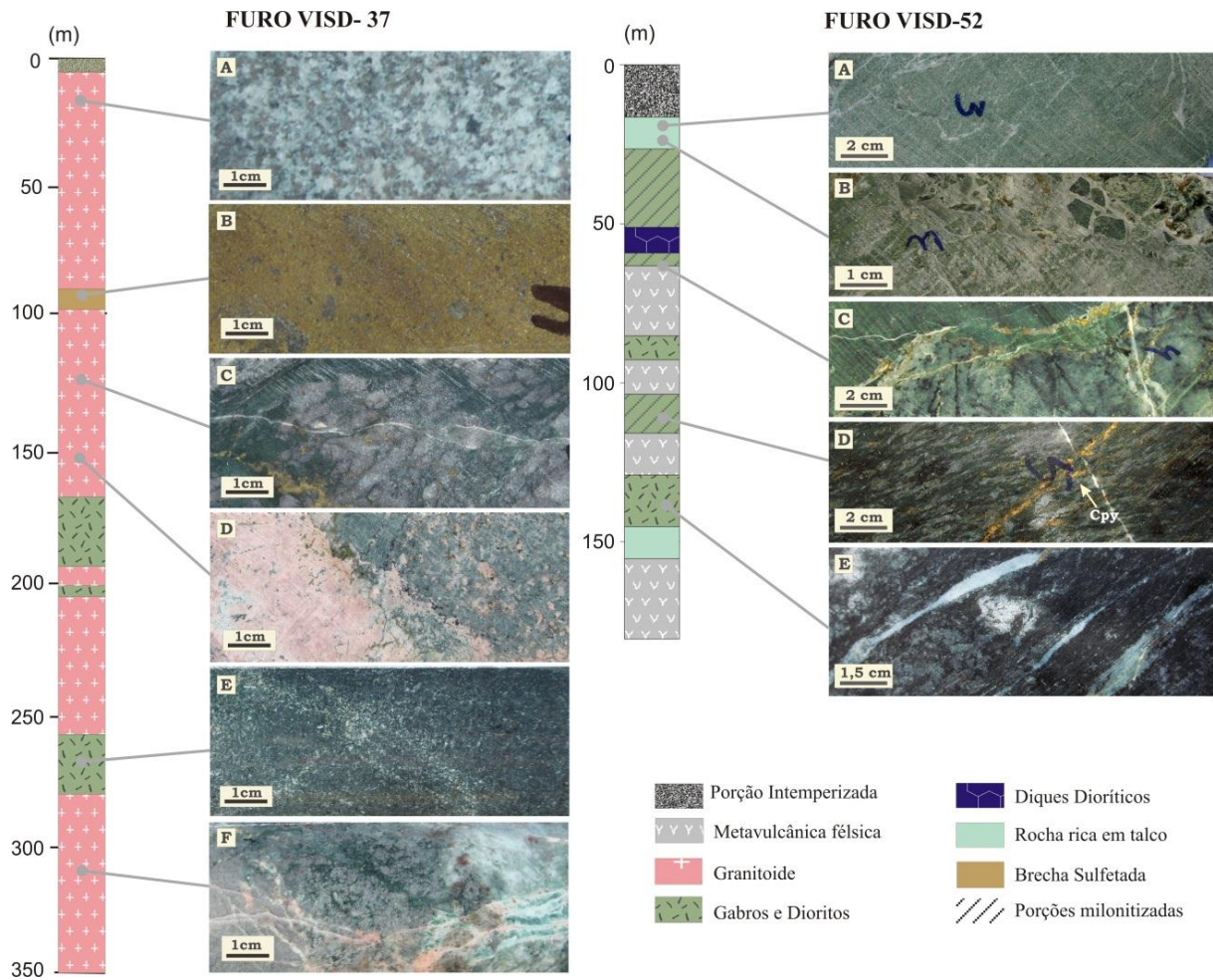
A escassez de bons afloramentos impede o esclarecimento das relações de contato entre os litotipos.



**Figura 5.** Perfis esquemáticos de furos estudados no depósito Visconde, mostrando as principais feições dos litotipos encontrados. **Furo VISD-43:** A) Granito isótopo cortado veio de calcopirita; B) Agregados de magnetita; C) Dique de diorito biotitizado; D) Gabro foliado (biotitizado) cortado por veio de calcopirita e quartzo. Detalhe de macrocristal de molibdenita; E) Metavulcânica félsicas biotitizada; F) Gabro biotitizado e espolitizado, cortado veios de calcopirita; G) Rocha vulcânica amigdaloidal foliada. **Furo VISD-50:** A) Contato entre gabro/diorito e rocha metavulcânicas félsicas; B) Gabro/diorito muito foliado; C) Brecha com clastos angulosos de rocha biotitizada, imersos em matriz de albita, actinolita, calcopirita e bornita; D) Dique félsico não alterado; E) Rocha metavulcânica félsica bandada e fraturada; F) Rocha foliada cortada por veio de quartzo e calcopirita; G) Metavulcânica félsica K-feldspatizada, corta dor veios de albita (rosa) e epidoto (verde).

Como a alteração e mineralização são atribuídas ao mesmo paleossistema hidrotermal, as rochas do depósito Visconde, com exceção dos diques dacíticos e do sienogranito (que não se encontram alterados), são consideradas arqueanas.

Assim, admite-se que a colocação dos granitos e gabros, e, posteriormente as rochas dacíticas e diques, associados ao desenvolvimento/reativação de zonas de cisalhamento devem ter permitido o aquecimento e circulação de fluidos ricos em metais, que vieram a precipitar em resposta, entre outros fatores, à redução de temperatura e da salinidade desses fluidos.



**Figura 6.** Perfis esquemáticos de furos do depósito Visconde, mostrando as principais feições dos litotipos encontrados. **Furo VISD-36**= A) Granito isótopo; B) Brecha com clastos de granito imersos em matriz de sulfetos; C) Granito isótopo, biotitizado e cortado por veio de calcopirita; D) Granito albitizados (porção rosa); E) Rocha gabroicas, isótopa e com granulação média; F) Granito biotitizado e cortado por veios de clorita e albita; **Furo VISD-52**= A) Rocha fina, rica em talco, cortada por veios de albita e calcita; B) Brecha com fragmentos angulosos de rocha inclusos em matriz de calcita e albita; C) Contato entre rocha metavulcânica e gabro/diorito actinolitizado; D) Gabro/diorito muito foliado; E) Gabro/diorito isótopo, cortado por veios de quartzo.

## 5 PETROGRAFIA DOS LITOTIPOS

---

### 5.1 ROCHAS ALTERADAS

#### 5.1.1 Rochas Metavulcânicas Ácidas

São rochas de coloração cinza clara, assumindo, conforme o tipo de alteração, tons esverdeados, rosados ou avermelhados. Atualmente, são constituídas essencialmente por quartzo, plagioclásio e micas (especialmente muscovita), além de biotita, microclina, escapolita, turmalina, actinolita, epidoto, clorita, titanita, calcita e sericita. Calcopirita, bornita e magnetita são as principais fases opacas.

Elas mostram textura fanerítica muito fina e cristais com dimensões de 20 a 40  $\mu\text{m}$ . Essa textura é localmente interrompida pela presença de macrocristais (de até 4 mm), especialmente de escapolita, actinolita e turmalina, imersos na matriz fina. São isótropas (**Figura 7b**), mas, comumente, exibem orientação. Nas variedades menos alteradas, o bandamento composicional é a estrutura mais comum (**Figura 7a, c**), em que bandas quartzo-feldspáticas intercalam-se com bandas ricas em muscovita. Já as mais alteradas, mostram-se mais deformadas e a foliação é muito bem ressaltada pela abundância de micas e pelo estiramento dos demais minerais (**Figura 7d**). Nesses casos, também mostram, localmente, bandamento, com bandas quartzo-feldspáticas se alternando com bandas ricas em escapolita, turmalina e biotita. Veios e vênulas de substituição e preenchimento ocorrem, concordantes e discordantes à estruturação dessas rochas.

**Quartzo:** ocorre como variedades primárias e secundárias. O quartzo primário (**Qtz1**) forma cristais finos, anédricos a subédricos, que mostram contatos lobados entre si; localmente desenvolvem textura poligonal. Em porções mais deformadas, os cristais adquirem formas alongadas (estirados), com extinção ondulante e contatos suturados. O quartzo hidrotermal é, em geral, encontrado em veios (mono e poliminerálicos), formando cristais de tamanho variável. Agregados policristalinos deformados ou com textura de fluxo também são comuns.

**Plagioclásio:** notam-se três modos de ocorrência: cristais primários (de origem ígnea ou metamórfica – **Plg1**), dispersos pela rocha; e aqueles constituintes de veios, em que ocorrem sob duas formas distintas. Os primeiros são subédricos a anédricos e finos, mostrando maclamento polissintético e contatos retos entre si e com os demais minerais. Junto com o quartzo, perfazem, em média, mais de 90% da matriz fina dessas rochas. É comum apresentarem-se sericitizados, escapolitizados ou albitizados.

Os cristais de origem hidrotermal restringem-se aos veios e são representados por albita que desenvolve cristais finos a médios, euédricos a subédricos. Mostram, comumente, maclamento albita-simples, mas também maclamento albita mal definido. Diferentemente dos primeiros, não estão sericitizados. Também nos veios ocorrem, embora menos comumente, cristais de albita “tabuleiro de xadrez”, associados com o feldspato potássico, clorita e epidoto.

**Muscovita:** trata-se de um mineral primário, que ocorre, em geral, apenas em amostras pouco alteradas. Forma palhetas finas e orientadas, delineando a foliação da rocha. É substituída por biotita (**Figura 7e**).

**Microclina:** é de derivação hidrotermal e desenvolve finos cristais anédricos, com maclamento em grade, que ocorrem na matriz, intersticialmente ao quartzo e plagioclásio (**Figura 7f**). Sua distribuição não é homogênea, visto que ora estão em pequena quantidade, ora são abundantes (a julgar pela coloração avermelhada que a rocha adquire). Formam agregados na matriz à custa de minerais pré-existentes e também ocorrem nos halos mais externos da alteração sódico-cálcica. Representam apenas cristais precipitados durante a alteração hidrotermal, não fazendo parte da associação original da rocha.

**Biotita:** Foram identificadas duas gerações desta mica, ambas de origem hidrotermal. Na primeira, é representada por palhetas finas, de cor marrom, aparentemente oriundas da alteração da muscovita e da escapolita. Na segunda, desenvolve palhetas muito finas, de cor verde, ocorrendo exclusivamente nas porções bandadas, junto com a escapolita.

**Escapolita:** apresenta-se sob duas formas distintas, ambas de origem hidrotermal. A primeira forma cristais anédricos, médios a grossos com contornos arredondados, estirados ou amendoados, casos em que também marcam a foliação da rocha. Nas porções bandadas, este mineral adquire formas euédricas e poligonais. Está parcialmente substituída por biotita e clorita. A segunda variedade compõe veios monominerálicos, e mostram-se em cristais finos, subédricos, com planos de clivagem bem definidos.

**Turmalina** e **actinolita** são minerais que ocorrem subordinadamente, em geral concordantes com a estruturação da rocha e também em veios poliminerálicos (albita +

turmalina + calcopirita; calcita + epidoto + actinolita). Os cristais de turmalina, via de regra, são arredondados, mas formas euédricas e subédricas não são raras. Mostram zoneamento irregular e dimensão variada. Já os cristais de actinolita são incolores a levemente amarelados, subédricos a euédricos, e revelam hábito prismático a fibroso.

**Epidoto** e **calcita** estão tanto dispersos pela rocha, como presentes nos veios poliminerálicos mencionados acima. O epidoto, na massa rochosa, forma cristais verde-amarelados, subédricos a euédricos, quase sempre associados com calcopirita. Nos veios, forma comumente cristais prismáticos, euédricos, amarelados e zonados. Em alguns veios ocorrem nas paredes, enquanto em outros, nas porções centrais. A calcita exhibe formas anédricas, que ocorrem nas porções centrais dos veios poliminerálicos, comumente cortando ou substituindo minerais precoces. Ocorre também fora desses veios, mas sempre próximo a eles, como vênulas monominerálicas irregulares ou em substituição a minerais pré-existentes.

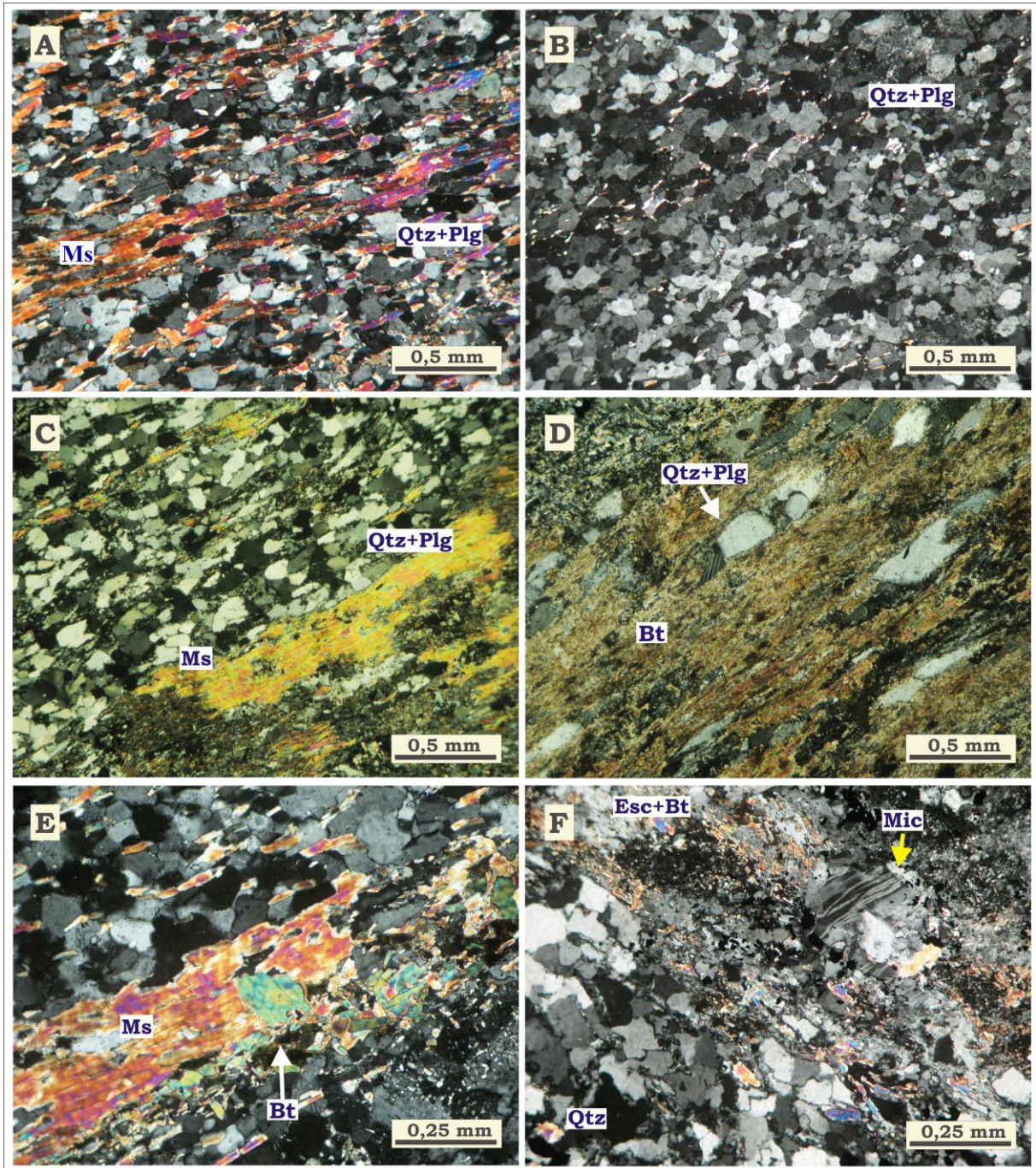
Os cristais de **clorita** ocorrem predominantemente em veios, ou próximo a eles. São palhetas finas, com cor de interferência anômala, geralmente derivadas da alteração da biotita e anfibólio. Ocorrem em associação com minerais sódico-cálcicos.

A **fluorita** ocorre em veios como cristais isolados ou associados com epidoto. Em amostras de mão, observa-se a fluorita localmente em cavidades drusiformes.

Dentre os minerais opacos, **calcopirita** e **bornita** predominam. A calcopirita geralmente ocorre em fraturas que cortam zonas alteradas contendo turmalina e albita. Menos comumente, ocorrem isolados, em especial nas porções deformadas, onde este sulfeto forma cristais alongados e anédricos. A associação entre calcopirita e bornita é observada em amostras com aspecto brechoide. Nesse caso, os cristais de ambos minerais são anédricos, mas com contatos retos entre si.

A **magnetita** ocorre em pequena quantidade, geralmente sob a forma de cristais finos, anédricos a subédricos, alguns parcialmente substituídos pelos sulfetos.

Dos minerais descritos acima, considera-se que apenas parte do plagioclásio (**plg1**), quartzo (**qtz1**) e muscovita constituem minerais primários da rocha. Em geral, o quartzo perfaz a maior proporção modal, entre 40 a 60%, contra 30 a 45% do plagioclásio, e 5 a 20% de muscovita. Essas proporções indicam como possíveis protólitos rochas vulcânicas félsicas (derrames ou tufos), com composições dacíticas. A presença muscovita pode estar relacionada à presença pretérita de K-feldspato que se tornou instável em condições de baixo grau metamórfico ou zonas de alteração fílica que foram posteriormente metamorfisadas, dentre outras possibilidades.



**Figura 7.** Fotomicrografias de amostras das rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde. A) Rocha foliada, com finas palhetas de muscovita orientadas; B) Rocha isótropa; C) Rocha bandada alternando bandas quartzo feldspáticas, com bandas de muscovita; D) Rocha deformada, com praticamente todos os minerais substituídos por biotita; cristais de quartzo e plagioclásio remanescentes mostram-se estirados; E) Palhetas de muscovita parcialmente substituídas por biotita hidrotermal; F) Rocha mais alterada, com a formação de escapolita, biotita e microclina. Os cristais de quartzo mostram-se estirados e com contatos suturados. *Qtz*= quartzo; *Plg*= plagioclásio; *Bt*= biotita; *Ms*= muscovita; *Esc*= escapolita; *Mic*= microclina.

### 5.1.2 Granito Albitizado

Revela cor predominantemente cinza, mas com variações para tons esverdeados, rosados, ou ainda, cinza escuro, dependendo do tipo de alteração predominante. São rochas isotrópicas, embora haja localmente amostras foliadas (**Figura 8f**). A textura é fanerítica, granular hipidiomórfica a alotriomórfica, com granulação média a grossa (com cristais de até 1 cm).

Trata-se de granitoide composto essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (**Figura 8a, b**). Como o processo de alteração hidrotermal foi muito marcante, a composição mineralógica foi substancialmente modificada com a formação de minerais secundários, dentre os quais, albita, quartzo, biotita, turmalina, escapolita, apatita, actinolita, clorita, epidoto, sericita, calcita e alanita, além de óxidos e sulfetos. Esses minerais ocorrem disseminados na rocha ou em veios. Raros cristais de zircão representam muito provavelmente as únicas fases acessórias primárias. A não observação de minerais máficos reliquiais, tais como biotita ou anfibólio, é sugestiva de que o corpo tivesse composição haplogranítica.

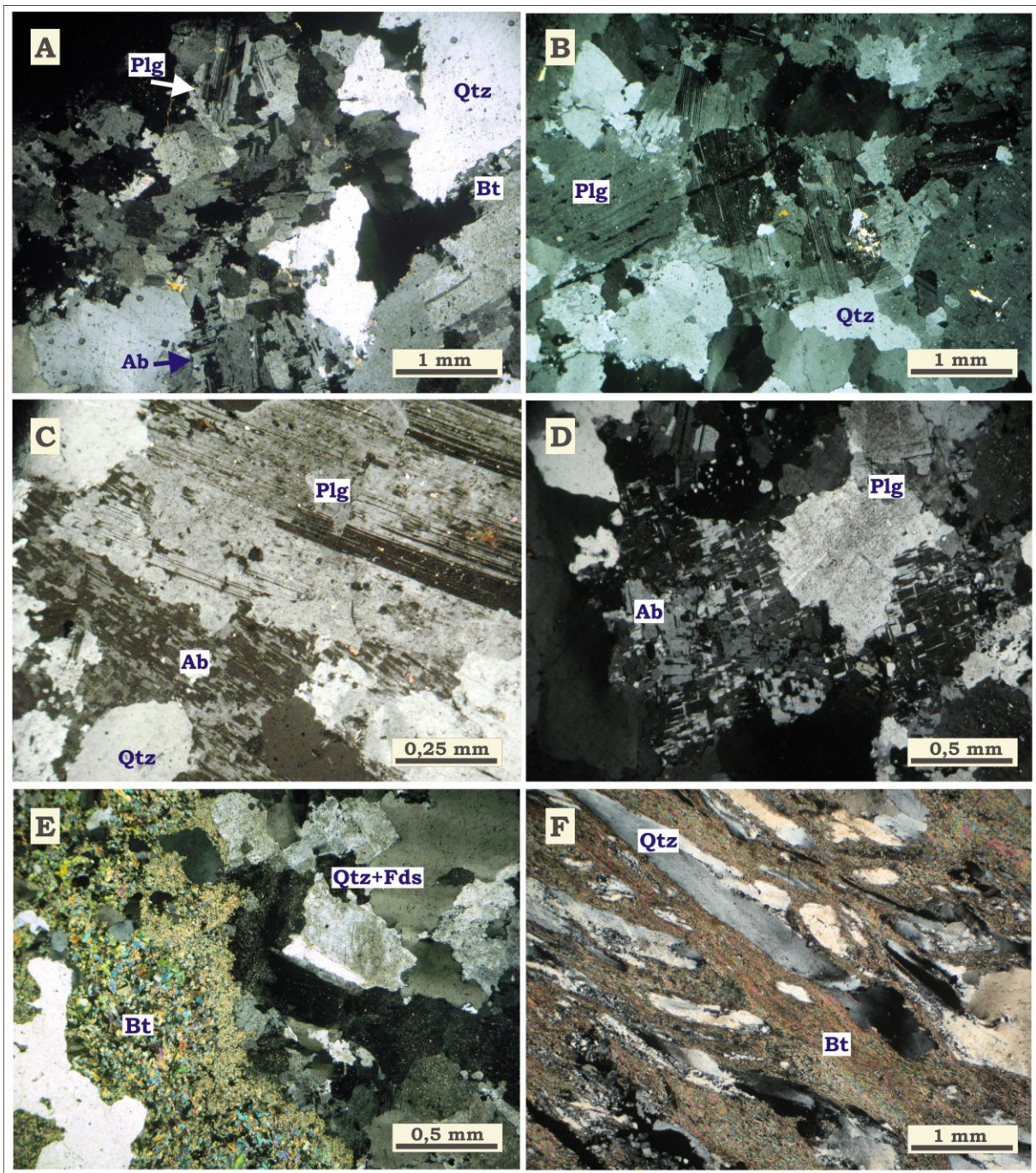
**Quartzo:** ocorre tanto como mineral primário, quanto hidrotermal. Os cristais primários são, via de regra, grossos, localmente estirados, mostrando extinção ondulante, bordas recristalizadas e corroídas por clorita, bem como contatos suturados entre si. São cortados por cordões de quartzo microcristalino.

O quartzo hidrotermal desenvolve cristais finos, contatos retos, sem extinção ondulante, e podem ocorrer em agregados policristalinos ou em substituição ao plagioclásio. Ocorre também em vênulas monominerálicas ou poliminerálicas associado com clorita, epidoto e calcopirita.

**Plagioclásio:** São reconhecidos cristais primários e hidrotermais. Quando primários, formam cristais subédricos com dimensões de até 3 mm, hábito tabular e maclamento do tipo albita. Em amostras mais deformadas, mostram *kinkbands*. Os cristais estão sericitizados, epidotizados, silicificados e cloritizados em graus variados. A maiores profundidades, a escapolitização tende a se intensificar.

O plagioclásio hidrotermal corresponde à albita, a qual se apresenta em três formas distintas: 1) cristais grossos, subédricos a anédricos, com textura tabuleiro de xadrez (**Figura 8c, d**), resultantes da substituição do feldspato potássico pré-existente, os quais estão comumente sericitizados e argilizados; 2) cristais intersticiais ou em veios de substituição, de tamanho médio, anédricos, com maclamento polissintético “difuso” e parcialmente

argilizados; e 3) cristais finos de albita presentes em veios mono e poliminerálicos, com maclamento albita simples e sem sinais de sericitização.



**Figura 8.** Fotomicrografias de amostras dos granitoides do depósito Visconde. A) e B) Textura granular hipidiomórfica; C) e D) Detalhes de cristais de quartzo albita tabuleiro de xadrez em contato com plagioclásio primário; E) Halo de biotitização em granitoide; F) Granitoide foliado, deformado. *Qtz*= quartzo; *Plg*= plagioclásio; *Fds*= feldspato; *Bt*= biotita; *Ms*= muscovita; *Ab*= albita.

**Microclina:** formacristais primários grossos, com típico maclamento em grade, que se encontram parcial a totalmente substituídos por albita, sendo inferidos pela textura característica tabuleiro de xadrez (*chessboard*). Subordinadamente, são identificados cristais hidrotermais, subédricos, finos e intersticiais aos cristais de maior tamanho.

**Biotita:** Apresenta-se em duas variedades, ambas de origem hidrotermal; são produtos da alteração do plagioclásio e anfibólio e estão localmente cloritizadas. Uma é representada por lamelas finas mal formadas, de cor verde pálido, levemente pleocróicas, ocorrendo sempre em zonas fortemente biotitizadas (**Figura 8e**). Na outra, as lamelas são bem formadas e de tamanho médio e cor marrom. É provável que ambas as variedades representem diferentes estágios de biotitização, pois não são evidentes quaisquer características que permitam caracterizá-las como primárias.

A **escapolita** ocorre como cristais anédricos finos, localmente, arredondados, representando, em geral, menos de 5% da composição modal da rocha. Há amostras, no entanto, em que este mineral perfaz até 40% da composição modal e está representado por cristais grossos e subédricos, que mostram planos de clivagem bem definidos. A escapolita nos granitos se formou à custa do plagioclásio primário.

A **turmalina** ocorre concentrada em algumas porções da rocha, como aglomerados de finos cristais arredondados e zonados. Localmente, exibe hábito radial. Resulta da substituição de cristais de plagioclásio, e, menos comumente, dos de escapolita.

A **actinolita** é incolor e ocorre como cristais subédricos, finos a médios, com hábito prismático e até fibroso. Comumente está contida em veios poliminerálicos junto com albita e calcopirita; localmente substitui o plagioclásio.

A **clorita** desenvolve finas lamelas, incolores a levemente esverdeadas. Mostra cor anômala de interferência, se associa geralmente ao epidoto, albita, biotita e titanita. Pode estar sob a forma de agregados radiais intersticiais aos cristais de quartzo.

O **epidoto** ocorre em cristais subédricos e euédricos disseminados na rocha, que resultam da alteração dos feldspatos, e ainda em veios e vênulas poliminerálicas, juntamente com albita, epidoto, clorita, calcita e actinolita. A **calcita** forma cristais anédricos, ocupando espaços intercrystalinos de quartzo, ou está presente em vênulas monominerálicas e poliminerálicas, de colocação tardia.

Cristais de **apatita** e **alanita** são encontrados quase sempre próximos às brechas sulfetadas. A apatita desenvolve cristais subédricos a euédricos, prismáticos, finos a grossos. Já a alanita forma cristais euédricos a anédricos, finos a grossos, zonados ou não.

A **magnetita** ocorre em cristais finos, subédricos a euédricos (cúbicos), dispersos pelas rochas ou concentrados em vênulas poliminerálicas; localmente mostram-se martitizados. A **ilmenita** desenvolve cristais isolados ou aglomerados próximo às zonas brechadas e ricas em apatita. Os cristais são finos, subédricos, podendo mostrar também maclamento polissintético. Altera-se para rutilo. A **calcopirita** forma cristais anédricos,

disseminados pela rocha ou em veios poliminerálicos, junto com minerais sódico-cálcicos. Nas porções deformadas, adquire forma alongada, concordante à estruturação.

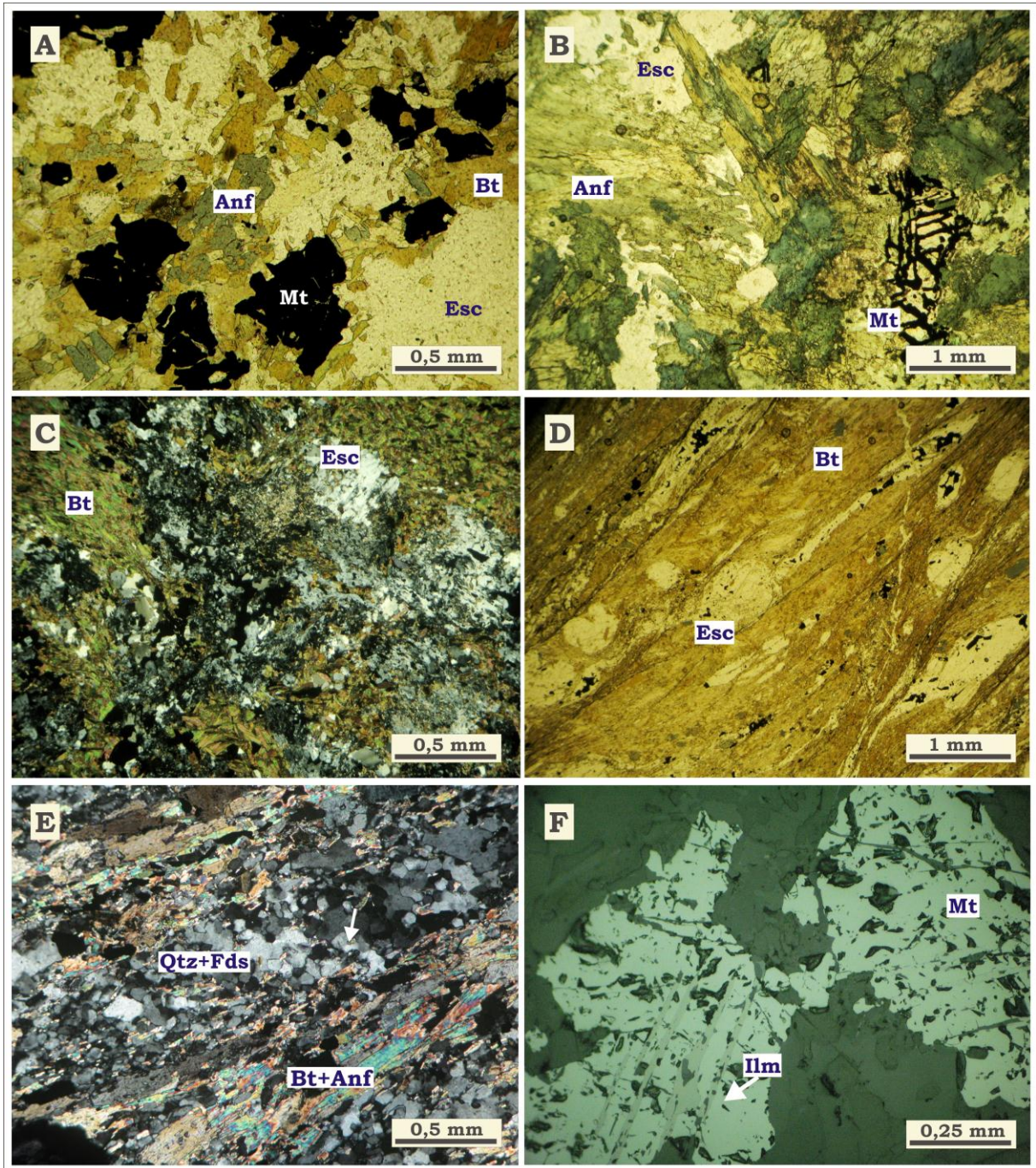
Pela observação de minerais e texturas reliquiares, nas raras situações em que a alteração hidrotermal se resumiu à albitização e/ou escapolitização, foi possível estimar a composição mineralógica original da rocha em 30-50% de feldspato potássico, 20-30% de plagioclásio e 30-40% de quartzo, o que permite classificá-la como sieno a monzogranito. A presença de zonas muito ricas em cristais de escapolita, com evidências de terem se formado por substituição do plagioclásio ígneo, indica que a composição pode ter se estendido ao campo dos granodioritos.

### 5.1.3 Dioritos e Gabros

São rochas cinza escuro, que se apresentam isotrópicas e foliadas. Plagioclásio, Mg-hornblenda, actinolita, biotita, escapolita e quartzo são os principais minerais constituintes, enquanto clorita, epidoto, turmalina, titanita, magnetita, ilmenita, pirita e calcopirita são fases subordinadas. Parte significativa resultou da alteração hidrotermal, seja pelos processos de substituição de minerais pré-existentes, seja pela precipitação direta a partir dos fluidos aquosos.

As variedades isotrópicas (**Figura 9a**) são equigranulares e de granulação média. Em escala macroscópica, guardam características que refletem a textura ígnea original. Por seu turno, as variedades estruturadas apresentam desde leve orientação dos minerais, até termos extremamente foliados (**Figura 9d**); localmente, exibem crenulação e/ou bandamento composicional (**Figura 9e**). A foliação é delineada principalmente pela biotita hidrotermal (textura lepidoblástica?) e, subordinadamente, por anfibólio. Por seu turno, o bandamento é menos comum com bandas em que o anfibólio é o mineral mais abundante.

**Plagioclásio:** são reconhecidos tipos primários e hidrotermais. Os cristais primários exibem formas subédricas a anédricas e maclamento do tipo albita. São raros, visto que praticamente todos foram substituídos escapolita. Além disso, estão bastante sericitizados e/ou silicificados. Os cristais hidrotermais são finos e subédricos. Exibem maclamento do tipo albita-simples ou albita mal definido e contatos retos entre si. São encontrados em veios e vênulas, acompanhados por minerais como clorita e epidoto.



**Figura 9.** Fotomicrografias de amostras das rochas máficas do depósito Visconde. A) Feições (texturas) gerais, com anfibólio, biotita e magnetita; B) Gabro anfibolitizado com cristal de magnetita primária com textura “boxwork”; C) Gabro escapolitizados e biotitizados; D) Rocha máfica foliada (milonitizado); E) Bandamento composicional; F) Detalhe de cristais de magnetita primários com exsolução de ilmenita. *Qtz*= quartzo; *Fds*= feldspato; *Bt*= biotita; *Anf*= anfibólio; *Esc*= escapolita; *Mt*= magnetita; *Ilm*= ilmenita.

**Anfibólios:** foram identificadas duas variedades: o primeiro, de ocorrência ubíqua, forma cristais subédricos que apresentam forte pleocroísmo verde escuro acinzentado a amarelo (**Figura 9b**). Suas características apontam para o grupo das hornblendas, provavelmente **Mg-hornblenda** ou **hastigsita** (DEER *et al.*, 2000). Encontram-se,

parcialmente substituídos por biotita, actinolita, clorita e quartzo. A segunda variedade é representado pela **actinolita**, a qual desenvolve cristais verde claros, subédricos a euédricos, hábito prismático ou acicular, os quais ocorrem em veios associados com calcopirita e epidoto ou próximo a esses veios, em substituição à hornblenda; localmente, ocorrem também em agregados monominerálicos, encontram-se parcialmente substituídos por magnetita, calcopirita, biotita e/ou quartzo.

**Biotita:** desenvolve palhetas de cor marrom, muito pleocróicas, e de tamanho variável (desde muito finas, até grossas). Ocorre exclusivamente como mineral hidrotermal, tanto nas variedades isotropas, quanto nas foliadas. Em geral, substitui anfibólio, escapolita e plagioclásio, e é substituída pela clorita.

**Escapolita:** é produto da alteração do plagioclásio primário e ocorre como cristais médios, anédricos, alguns com contornos arredondados (**Figura 9c**), e com clivagem em uma direção bem definida. Esses cristais encontram-se alterados por biotita e clorita, especialmente em suas bordas e planos de clivagem. Nas porções foliadas, a escapolita se destaca como porfiroblastos, que se apresentam estirados ou amendoados.

**Quartzo:** figura como cristais de origem primária e hidrotermal. A forma primária desenvolve cristais anédricos, finos e médios, comumente com extinção ondulante, além de bordas recristalizadas e contatos suturados entre si. Os cristais secundários ocorrem principalmente em veios poliminerálicos e em zonas silicificadas na forma de gotas, que substituem os demais minerais. Ambos os tipos de quartzo também ocorrem nas porções foliadas como cristais policristalinos, estirados e amendoados.

A **clorita** desenvolve finas palhetas, que derivam da alteração do anfibólio, biotita e escapolita. Além disso, estão comumente presentes em veios associadas com albita. O **epidoto** forma finos cristais subédricos a euédricos, em geral à custa do anfibólio. Os cristais de **turmalina** exibem contornos arredondados, coloração verde-amarronzada e zoneamento. São menos comuns, mas destacam-se nas amostras foliadas.

A **magnetita** é abundante nas porções isotropas da rocha, em que exhibe cristais médios, subédricos a euédricos (cúbicos), com lamelas de exsolução de ilmenita (**Figura 9f**). Localmente mostra textura do tipo *boxwork* cloritizada (**Figura 9f**), denotando a presença de cristais intercrescidos. Quando ocorre em substituição aos concentrados de actinolita, chegam a perfazer mais que 50% da rocha, sendo comum a associação com ilmenita e rutilo. Nas porções mais foliadas adquire formas estiradas.

Os sulfetos são representados pela calcopirita e pirita e, em menor quantidade, pela bornita e molibdenita. Dentre eles, a **calcopirita** é o mais abundante, que forma, em geral,

cristais anédricos. Nas porções isótropas, ocorre como finas disseminações, e nas foliadas como cristais alongados, concordantes com a foliação. Substitui todos os minerais opacos, com exceção da **bornita**, com a qual sempre mostra feições de coprecipitação. Mostra-se alterada (bordas dos cristais), por calcocita e digenita, especialmente em zonas foliadas e brechadas. Ocorre também em veios ou em zonas com aspecto brechoide, onde constituem parte da matriz.

A **molibdenita** forma cristais maclados, subédricos nas porções isótropas e estirados nas porções foliadas. São raros e com dimensões variadas. A **pirita** ocorre como finos cristais disseminados, e em equilíbrio com a calcopirita. A **pentlandita** sempre ocorre como finas “ilhas” remanescentes da substituição pela calcopirita.

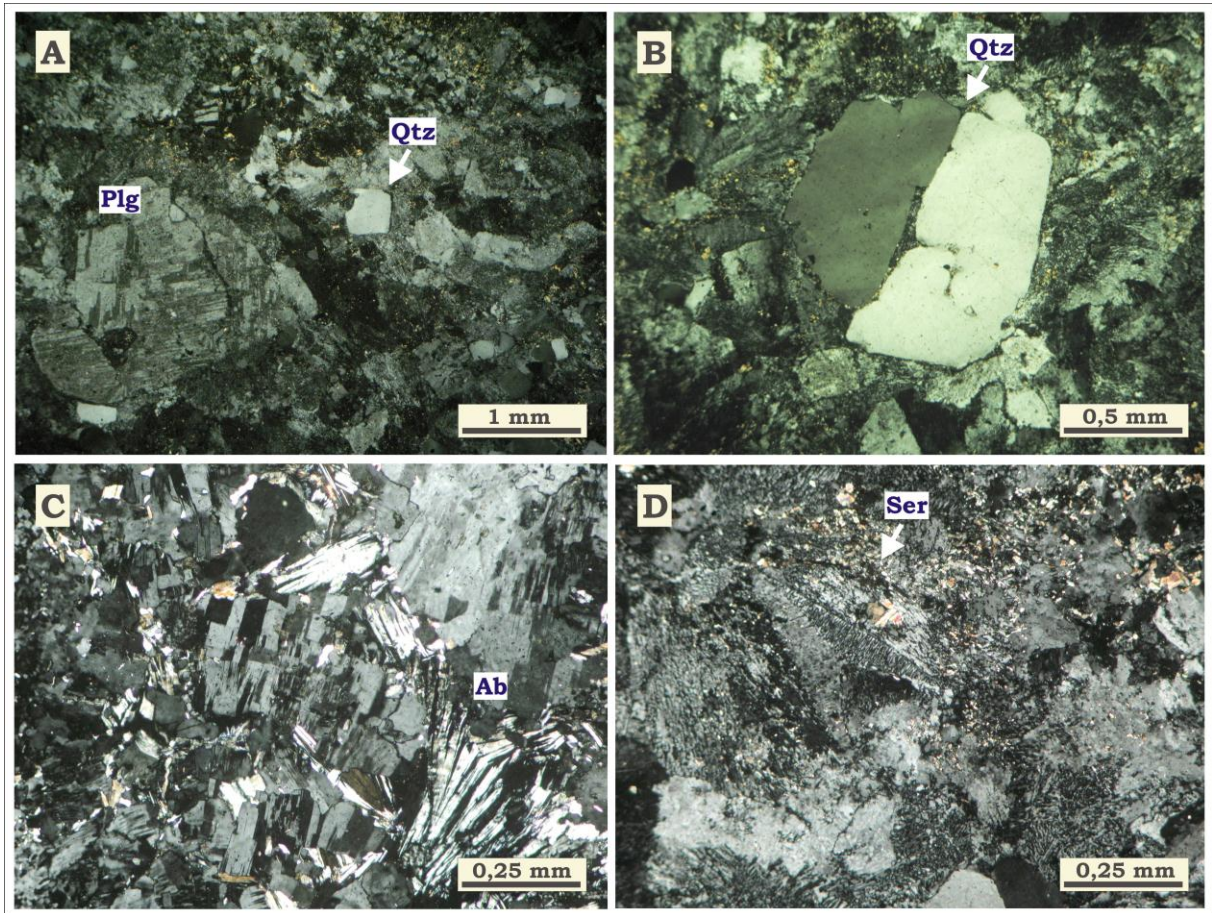
Os cristais de **titanita** são euédricos e prismáticos (formas losangulares) e ocorrem especialmente nas porções mais ricas em Mg-hornblenda. Já a **alanita** ocorre como cristais euédricos ou anédricos, geralmente próximo às maiores concentrações de calcopirita.

Como não foram observadas amostras não alteradas, a estimativa da composição original foi baseada na presença ou não de quartzo primário e na suposição de que a escapolita se formou a partir do plagioclásio primário e a Mg-hornblenda a partir de piroxênio e/ou hornblenda primários. As observações petrográficas permitiram, assim, estimar as proporções de plagioclásio em 30 a 50%, das fases máficas (piroxênio e/ou anfibólio) em 30 a 70% e de quartzo em 0 a 20%. Esses valores indicariam composições originais variando de quartzo diorito a gabro.

#### 5.1.4 Dacitos

São rochas de cor cinza claro, com porções cinza escuro, isótropas e com textura porfirítica (**Figura 10a**). Comumente são cortadas por veios poliminerálicos. Os fenocristais compõem 20 a 30% da rocha e são representados por quartzo e plagioclásio, encontrando-se imersos em matriz quartzo-feldspática (**Figura 10d**). Minerais máficos primários não foram identificados.

**Quartzo:** ocorre essencialmente sob três formas: 1) fenocristais subédricos a anédricos (alguns com as bordas arredondadas), com extinção ondulante e dimensões de até 5mm, que mostram corrosão do tipo “golfo” pela matriz (**Figura 10b**); macroscopicamente podem apresentar coloração azul; 2) cristais vermiformes que formam parte da matriz; e 3) finos cristais em vênulas (cordões) monominerálicas que cortam a rocha (inclusive os fenocristais) ou em veios, junto com minerais sódico-cálcicos.



**Figura 10.** Fotomicrografias de amostras de dacito do depósito Visconde. A) Fenocristais de plagioclásio e quartzo; B) Fenocristais de quartzo com feições de corrosão em golfos; C) Cristais de albita (tabuleiro de xadrez?) alterando cristais da rocha; D) Aspecto da matriz dos dacitos, detalhando os intercrescimentos quartzo-feldspáticos. *Qtz*= quartzo; *Plg*= plagioclásio; *Bt*= biotita; *Ms*= muscovita; *Ab*= albita; *Ser*= sericita.

**Plagioclásio:** é representado por cristais primários e hidrotermais. Os primários são de dois tipos: os fenocristais, que exibem dimensões de até 12 mm, faces subédricas a anédricas e maclamento albita periclina (?); e aqueles que compõem a matriz de intercrescimentos com quartzo. Ambos estão parcialmente argilizados e sericitizados. Os cristais hidrotermais são representados pela albita contida em veios irregulares, a qual, excepcionalmente, desenvolve textura tabuleiro de xadrez (**Figura 10c**), denotando a presença pretérita de feldspato potássico na rocha. Os cristais de albita presentes nos veios são rosados, subédricos e com maclamento albita mal definido ou albita simples e sem sinais de sericitização ou argilização.

**Escapolita:** é exclusivamente de origem hidrotermal, e representada por cristais finos, subédricos, e, localmente, arredondados. São encontrados em veios irregulares, ou próximo a eles, localmente, associados com a albita.

**Minerais cálcicos:** a rocha contém abundantes minerais cálcicos, dentre os quais, epidoto, actinolita e, localmente, fluorita. Aparecem tanto disseminados na rocha, quanto em

veios e vênulas de preenchimento que cortam a mesma. Em geral, são finos, subédricos a anédricos. O **epidoto** é abundante e apresenta formas anédricas a euédricas, algumas com zoneamento concêntrico (verde nas bordas e incolor no centro). A **actinolita** é prismática, fibrosa e acicular, incolor a levemente amarelada. A **calcita** geralmente está presente nas porções centrais dos veios e ocorre também próximo a esses veios, em substituição a cristais da matriz.

A **clorita** ocorre isolada ou associada com os minerais cálcicos, como palhetas finas, habitualmente dispersas pela rocha, ou predominantemente nas paredes de veios.

**Hematita e calcopirita** são as fases opacas presentes nessas rochas. A hematita forma cristais subédricos, localmente (em veios) com hábito especular, juntamente com a epidoto e albita. Os cristais de calcopirita são finos e anédricos, e ocorrem disseminados ou em veios juntos a minerais sódico-cálcicos.

Esse litotipo não apresenta sinais de deformação e, se comparado aos demais, mostra-se bem pouco alterado e com feições ígneas primárias bem preservadas. O quartzo representa cerca de 55% dos fenocristais, cabendo ao plagioclásio os outros 45%, o que permitiu classificar a rocha como dacito.

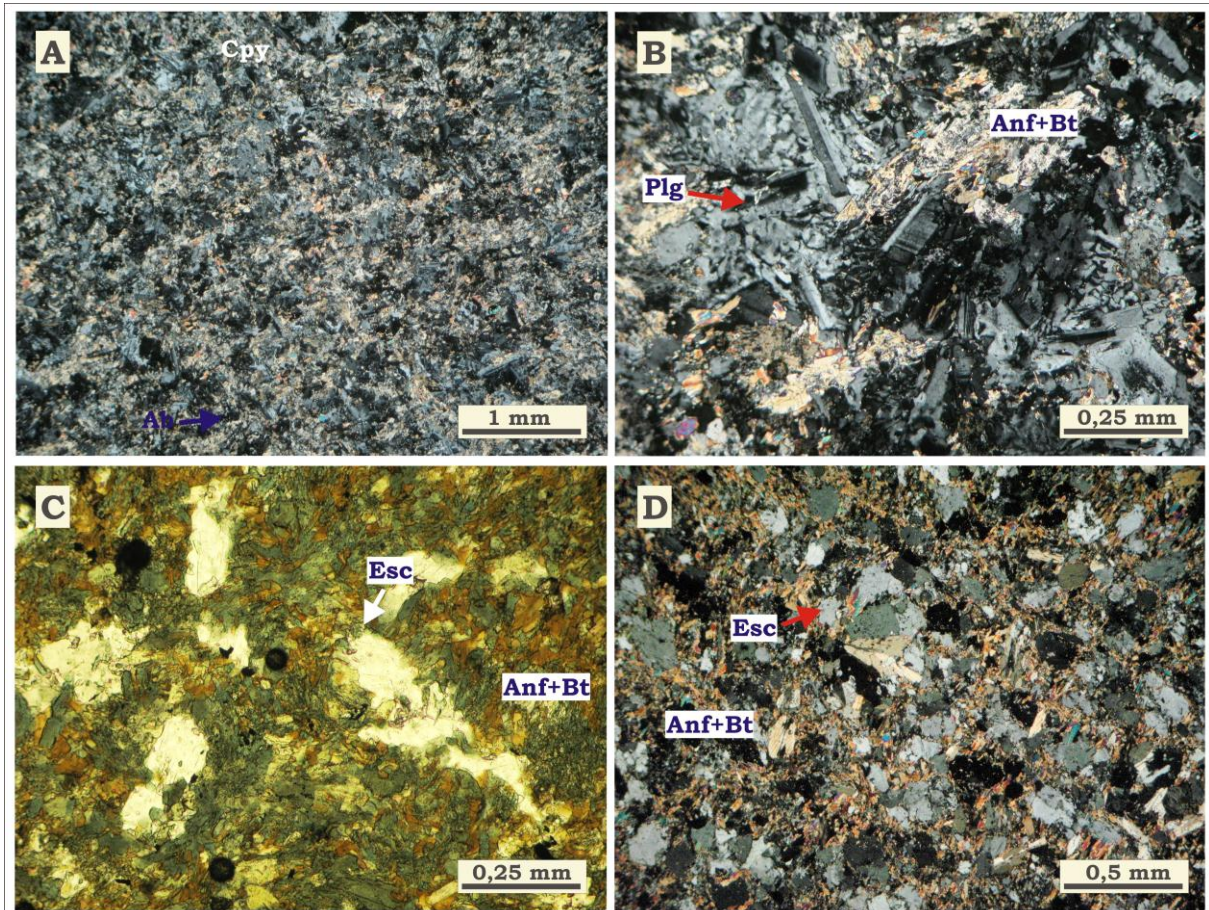
### 5.1.5 Diques Dioríticos

Rochas de cor cinza escuro, porfirítica e granulação fina (**Figura 11a**). São geralmente isotropas, mas também mostram microzonas foliadas, nas quais chega a desenvolver leve crenulação. A composição mineralógica é pouco variável e compreende essencialmente plagioclásio, anfibólio, biotita e escapolita (**Figura 11c, d**). Mostram, localmente, resquícios da textura primária, na qual ripas de plagioclásio (fenocristais) estão imersas em matriz quartzo-feldspática (**Figura 11b**). Veios poliminerálicos cortam a rocha.

**Plagioclásio:** desenvolve cristais primários e hidrotermais. Os primeiros exibem cristais ripiformes, por vezes zonados, com maclamento do tipo albita e dimensões de até 2 mm. São subédricos a euédricos, mas, localmente, exibem bordas corroídas por massa muito fina, provavelmente de composição quartzo-feldspática, na qual os cristais estão imersos. Em amostras mais alteradas, são completamente substituídos por escapolita. Os cristais hidrotermais são representados pela albita. Eles são subédricos a euédricos e exibem maclamento do tipo albita simples; são menos comuns que os primários e geralmente encontrados em veios.

**Anfibólio:** foram reconhecidas a **Mg-hornblenda** e a **actinolita**, ambas de origem hidrotermal. A Mg-hornblenda desenvolve cristais de cor verde acinzentada, prismáticos,

subédricos a anédricos. Ocorre em substituição a minerais máficos primários, provavelmente piroxênios e/ou anfibólios e está parcialmente alterada por biotita. A actinolita é menos comum, formando cristais finos, prismáticos, verde-amarelados e esparsamente distribuídos pela rocha. Provém da substituição da Mg-hornblenda.



**Figura 11.** Fotomicrografias de amostras de diques dioríticos do depósito Visconde. A) Textura geral; B) Ripas de plagioclásio em massa de intercrescimento quartzo-feldspático; C) e D) Rocha totalmente alterada, à base de anfibólio, biotita e escapolita. *Plg*= plagioclásio; *Anf*= anfibólio; *Bt*= biotita; *Esc*= escapolita.

**Escapolita:** seus cristais são subédricos a anédricos, alguns deles com formas arredondadas. Distribuem-se ubiquamente pela rocha, mas as maiores concentrações são observadas próximo a veios irregulares ou a microzonas de cisalhamento contendo quartzo. Localmente, alcançam dimensões de até 6 mm, destacando-se na assembleia de minerais hidrotermais, e representam até 50% da composição modal da rocha. Exibem finas inclusões de magnetita e alteram-se para biotita e clorita.

**Biotita:** desenvolve pequenas palhetas de cor marrom, que resultam principalmente da alteração dos cristais de Mg-hornblenda e plagioclásio. Estão dispostas aleatoriamente pela

rocha, mas se acham orientadas nas variedades foliadas. Ocorrem também em veios ou agregados.

**Clorita:** forma finas palhetas, com cor de interferência anômala, especialmente em substituição a cristais de escapolita e biotita. Ocorre também em vênulas.

Finas disseminações de **magnetita** e **calcopirita** ocorrem por toda a rocha. A magnetita tende a também formar inclusões na escapolita. Localmente, próximo às zonas em que ocorre calcopirita, nota-se a presença de cristais de **alanita**, as quais são subédricos a euédricos, zonados e metamíticos.

### 5.1.6 Brechas Hidrotermais

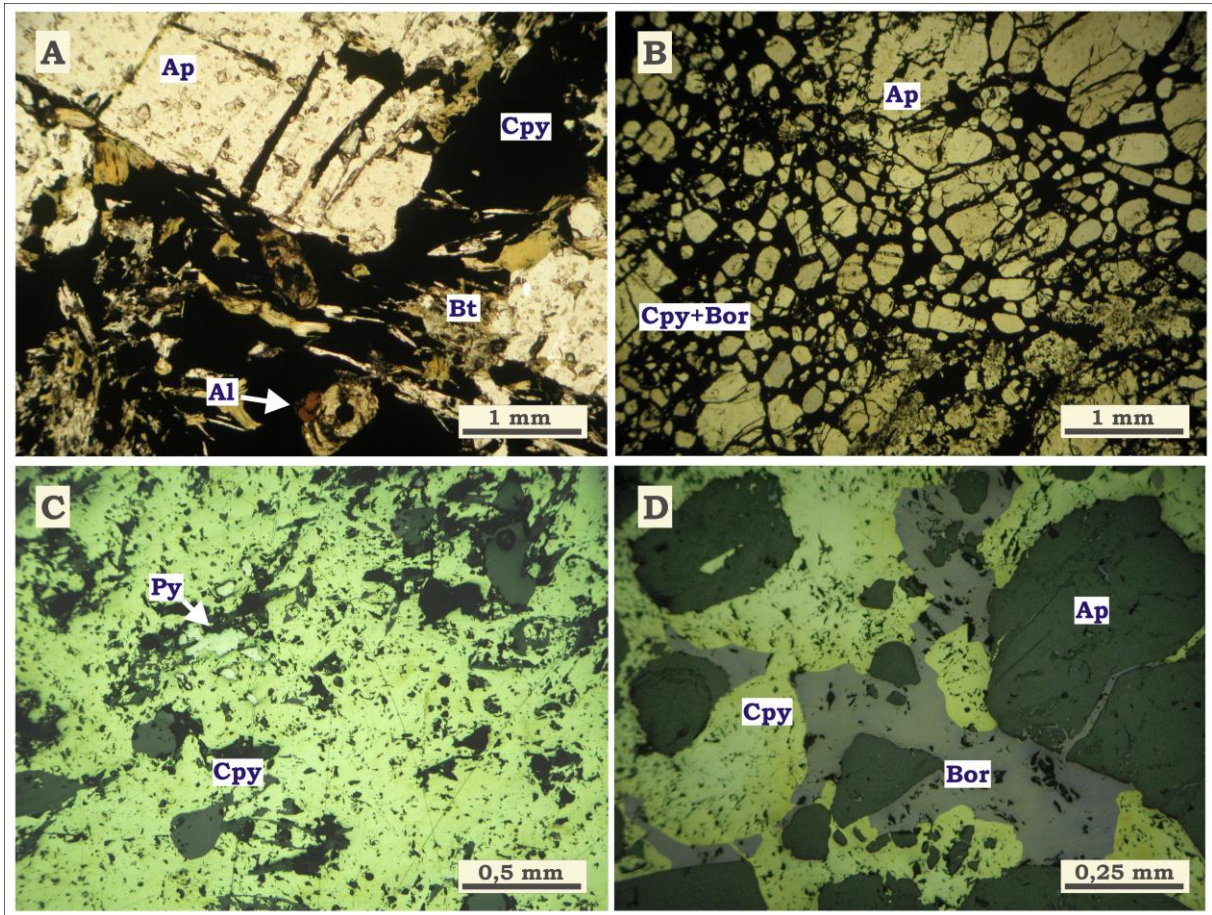
Essas rochas são exclusivamente produtos do processo hidrotermal, tendo se formado quando a pressão do fluido superou a pressão litostática, rompendo as rochas e sobrejacentes. No depósito Visconde são reconhecidos dois tipos distintos de brechas, separados pela natureza da matriz e dos clastos presentes.

#### 5.1.6.1 Brechas Sulfetadas

Rocha isótropa, na qual clastos centimétricos e arredondados de granito e gabro (quase sempre biotitizados), assim como, cristais de apatita e alanita, estão imersos em matriz composta principalmente por calcopirita e/ou bornita (**Figura 12**).

A calcopirita é a fase mais abundante e em algumas brechas pode perfazer cerca de 90% da composição da matriz; em alguns casos, está intercrescida com bornita. Ocorre de forma maciça, sem a individualização de grãos e exibe textura de preenchimento e de substituição dos minerais precoces, tais como pirita, pentlandita e molibdenita. Apresenta feições de corrosão e alteração para covelita, calcocita e digenita. A bornita é, depois da calcopirita, o sulfeto mais abundante, não forma, no entanto, brechas de grandes dimensões.

A apatita é representada por cristais subédricos (dimensões de até 1 cm), com hábito prismático a tabular; e a alanita ocorre como cristais médios, anédricos a subédricos, amarronzados e zonados. Os cristais dos dois minerais mostram-se invadidos pelos minerais sulfetados.

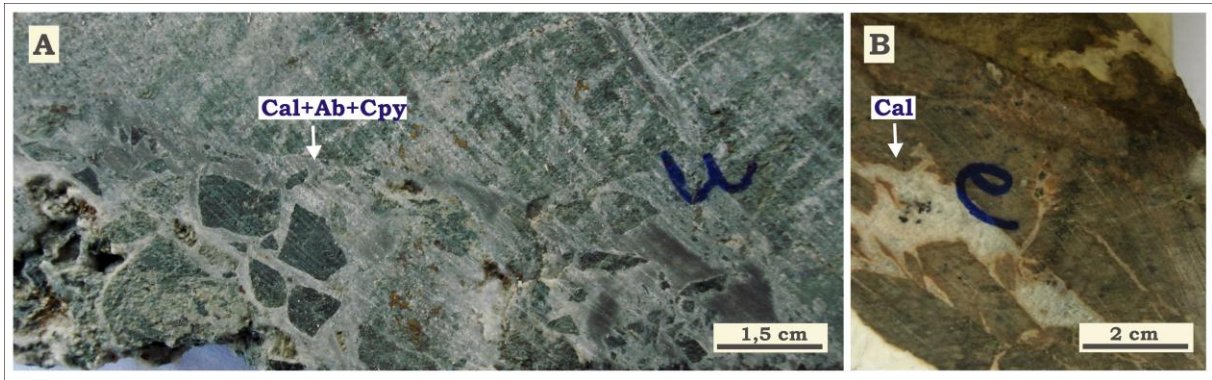


**Figura 12.** Fotomicrografias de amostras de brechas hidrotermais do depósito Visconde. A) Cristais de apatita e alanita imersos em matriz de calcopirita; ocorrem relíquias de rocha granítica biotitizada; B) e D) Cristais em matriz de calcopirita e bornita; C) Detalhe em luz refletida da matriz de calcopirita substituindo cristais de pirita. *Ap*= apatita; *Bt*= biotita; *Al*= alanita; *Cpy*= calcopirita; *Bor*= bornita.

#### 5.1.6.2 Brechas Carbonatadas

Rochas de coloração cinza esverdeada, isótropas, constituídas por fragmentos angulosos de rochas vulcânicas ácidas, granitos ou gabros foliados imersos em uma matriz de finos cristais de carbonato, albita, quartzo, actinolita, calcopirita e, em menor quantidade, hematita (?). Os clastos são milimétricos a centimétricos, e as zonas brechadas não atingem um metro de espessura (**Figura 13**).

Essas brechas se ramificam para zonas com grande quantidade de vênulas, as quais contêm cristais de albita nas paredes e calcopirita e/ou quartzo nas porções centrais.



**Figura 13.** Fotografias das brechas com matriz de carbonato. A) Clastos angulosos de rocha rica em biotita, imersos em matriz de calcita e albita (e calcopirita subordinada); B) Rocha metavulcânica félsica interrompida por brecha de calcita. *Cal*= calcita; *Ab*= albita; *Cpy*= calcopirita.

### 5.1.7 Outras Ocorrências

#### 5.1.7.1 Rocha Vulcânica Amigdaloidal

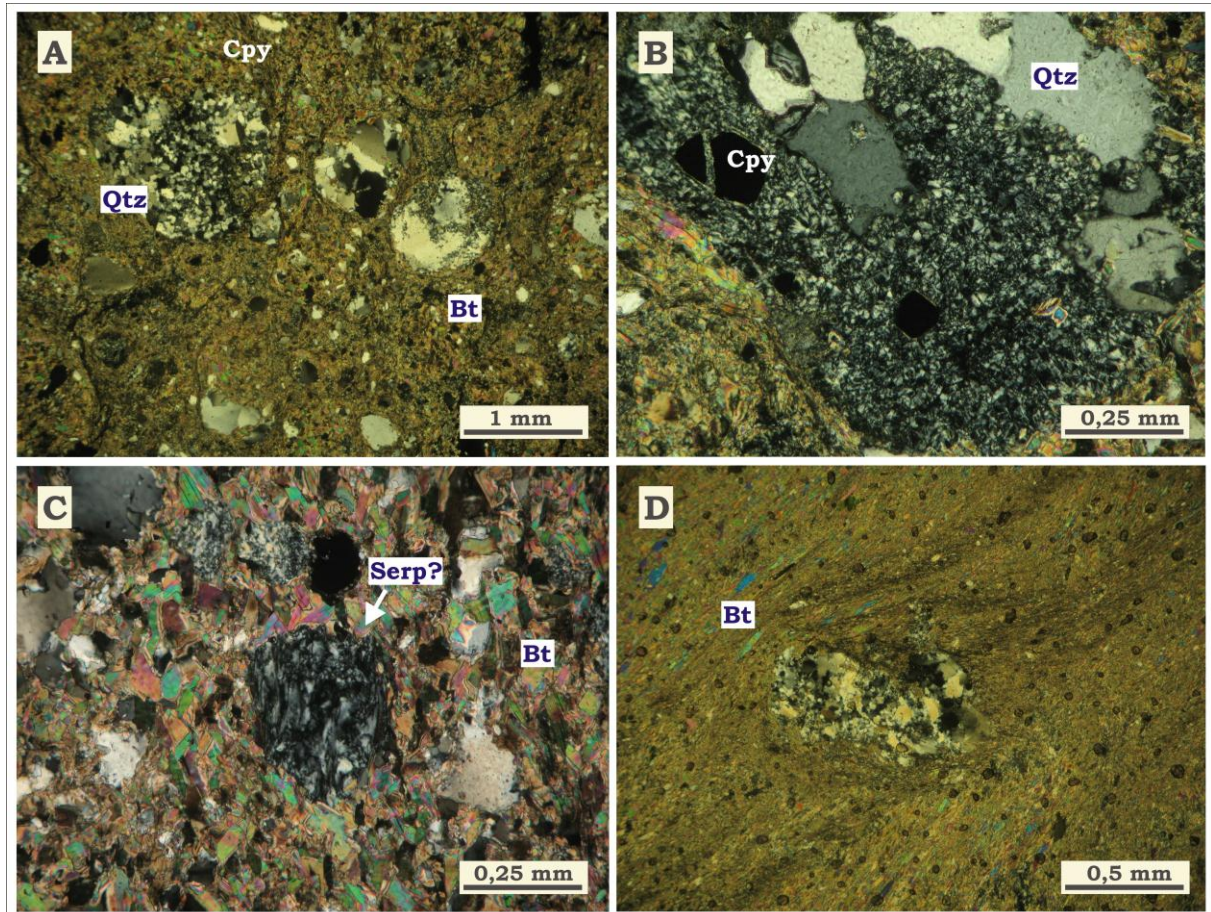
Trata-se de uma amostra encontrada no furo VISD-43. Corresponde a uma rocha de cor cinza escuro, isótropa ou foliada, afanítica, com presença de vesículas e/ou amígdalas levemente arredondadas, preenchidas principalmente por quartzo, clorita e/ou calcopirita (**Figura 14a, b**). Nas porções foliadas as amígdalas preenchidas por quartzo adquirem formas elipsoidais ou amendoadas (**Figura 14d**), enquanto que as de clorita não são observadas. A matriz é fina e constituída essencialmente por biotita hidrotermal, quartzo e anfibólio. Fragmentos de outras rochas foram englobados nessa matriz.

A **biotita** tem cor marrom e ocorrem, em geral, como pallhetas finas, mas que se tornam médias nos contornos de algumas amígdalas preenchidas por quartzo. Nas variedades foliadas é o mineral responsável por delinear a foliação. Por suas características pode ser considerado um mineral essencialmente hidrotermal.

O **quartzo** ocorre sob duas formas: o primeiro mostra-se em finos cristais (ou fragmentos), de forma anédrica e granulação fina, dispostos aleatoriamente na matriz ou inclusos nas amígdalas de preenchidas por clorita; já o segundo, forma agregados policristalinos, sem orientação, provavelmente relíquias de amígdala recristalizadas, ou substituição de minerais pretéritos. Nos agregados, os contatos são irregulares e suturados.

Cristais prismáticos e finos de **anfibólio**, de coloração amarelo esverdeado estão dispostos em um padrão radial e aparentemente são primários. Localmente, ocorrem cristais que lembram bastante olivinas serpentinizadas.

As amígdalas são preenchidas por clorita, que ocorre em padrão radiado e pode representar antigos esferulitos. Localmente, ocorrem feições que lembram cristais de olivina serpentinizados (**Figura 14c**). Assim, a rocha se assemelha muito a uma rocha vulcânica, provavelmente de caráter intermediário a máfico.



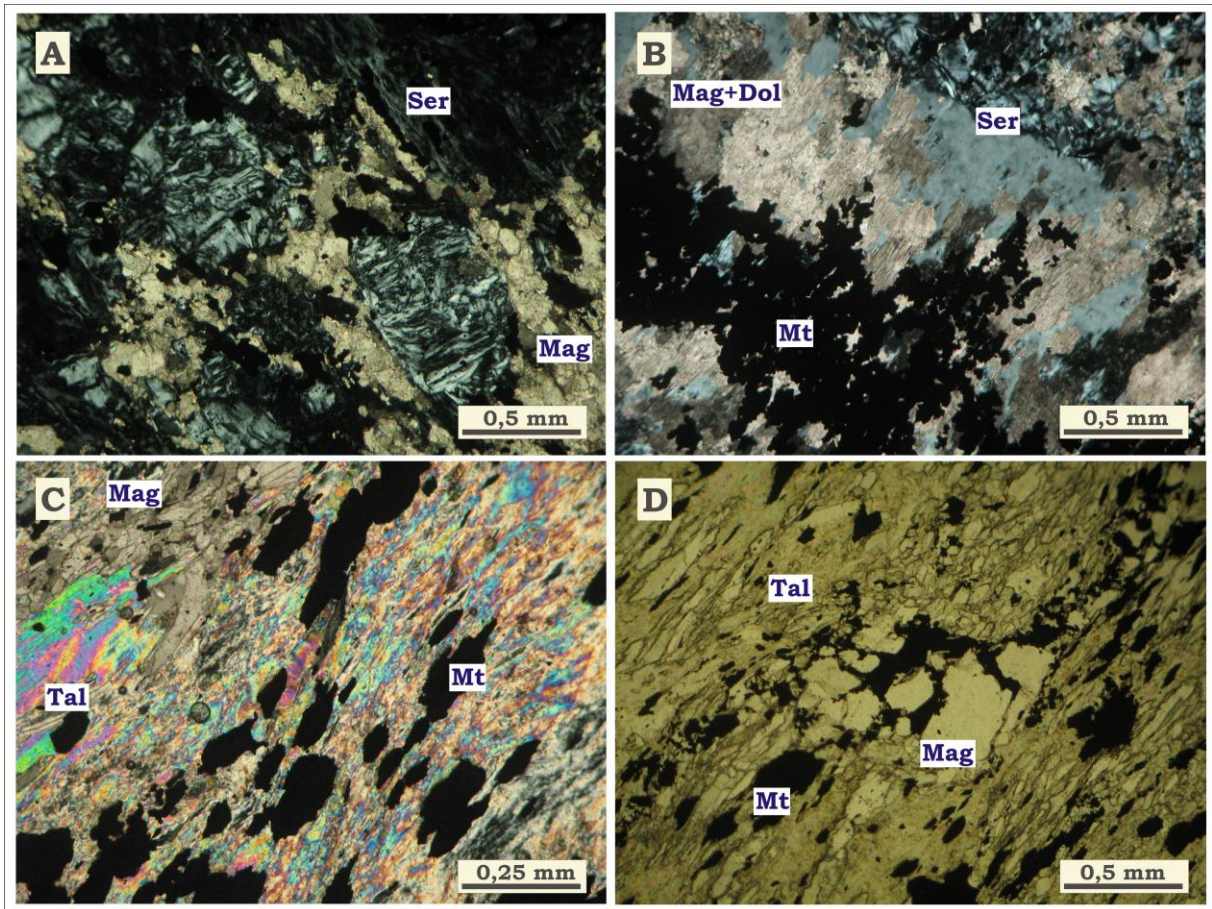
**Figura 14.** Fotomicrografias de amostras da rocha vulcânica amígdaloide do depósito Visconde. A) Textura geral, com estruturas similares a amígdalas contornadas por matriz biotizada; B) Amígdala preenchida por clorita (?), quartzo e calcopirita; C) Detalhe de cristal similar à olivina serpentinizada; D) Rocha deformada, com amígdala rotacionada. *Qtz*= quartzo; *Bt*= biotita; *Cpy*= calcopirita; *Serp*= serpentina.

#### 5.1.7.2 Rocha Ultramáfica Serpentinizada

Rocha de cor verde claro, moderada a fortemente foliada, de granulação fina a média. Ocorre como lentes dentro das rochas metavulcânicas félsicas e gabroicas. Quando deformadas, desenvolve **talco**, adquirindo uma textura sedosa e extremamente foliada.

É constituída mineralogicamente por serpentina magnésiana (**antigorita**,  $Mg/Fe = 5,08 - 5,3$ ; teor médio de  $Si = 50\%$ ; dados de MEV-EDS). Localmente, a serpentina é pseudomorfa e derivada de cristais primários da rocha, provavelmente olivinas (**Figura 15a**). Cristais de **magnesita** ( $Mg/Fe = 6,5 - 8,5$ ; dados de MEV-EDS) ocorrem disseminados

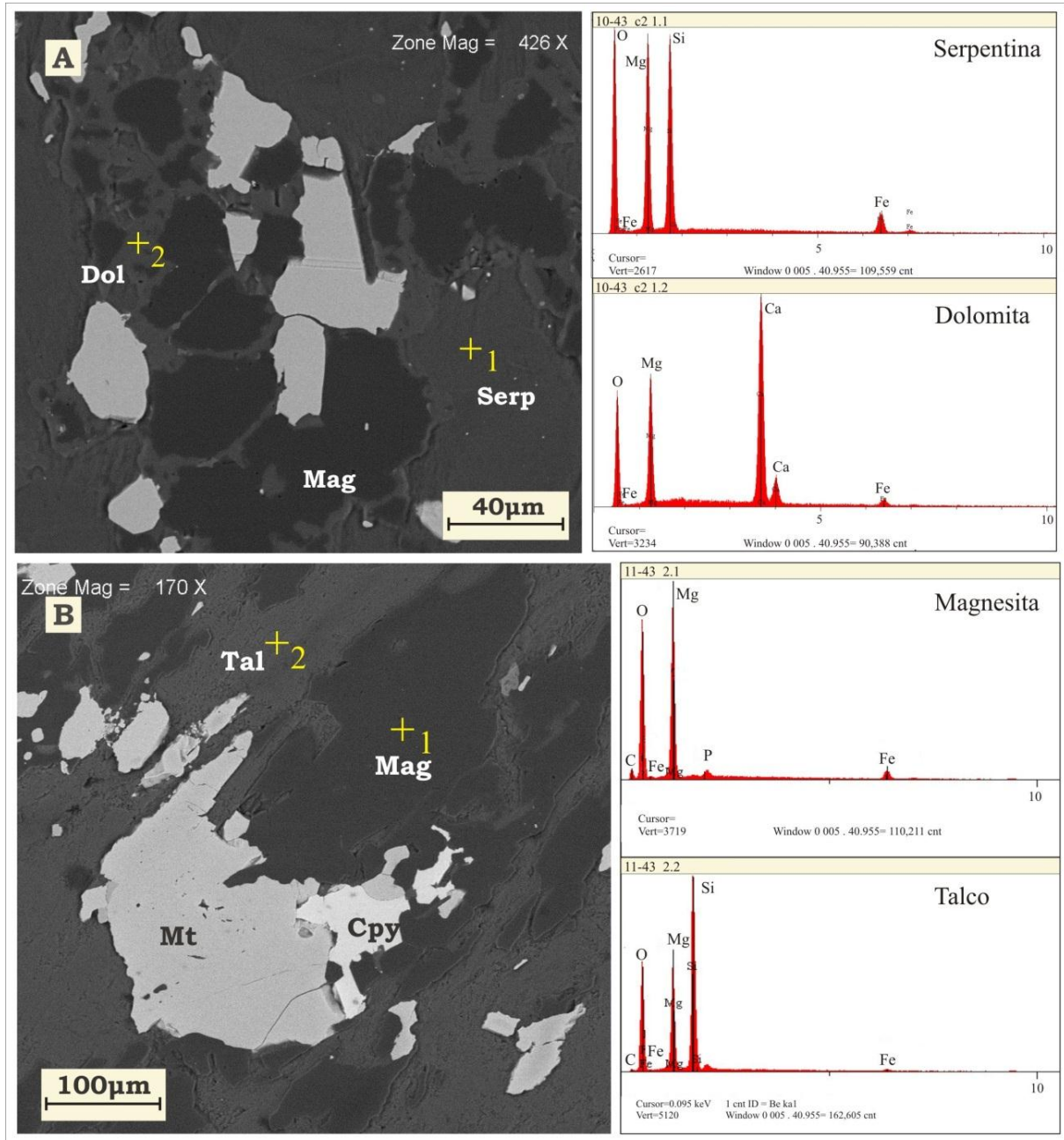
especialmente próximo a veios de substituição formados por magnetita. Localmente, mostram as bordas substituídas por dolomita (Ca/Mg em média 2,1; MEV-EDS; **Figura 16**).



**Figura 15.** Fotomicrografias de amostras da rocha ultramáfica do depósito Visconde. A) Cristais de mineral máfico serpentizado e contornados por cristais de magnesita; B) Veio de magnetita (centro) com magnesita e dolomita nas bordas, alterando rochas serpentizadas; C) e D) Rocha milonitizada, com talco, magnesita e cristais deformados de magnetita. *Tal*= talco; *Ser*= serpentina; *Mag*= magnesita; *Dol*= dolomita; *Mt*= magnetita.

A **magnetita** ocorre sob duas formas: a primária (**Figura 15c, d**), que desenvolve cristais anédricos e alongados enriquecidos em Cr (0,5 - 0,95%; dados de MEV-EDS). Já a magnetita hidrotermal (**Figura 15b**) exibe cristais anédricos, e encontra-se predominantemente em veios de preenchimento. Diferente da primária, a magnetita hidrotermal não apresenta enriquecimento em Cr.

**Pentlandita, calcopirita e pirita** figuram como principais sulfetos. A **pentlandita** ocorre como finos cristais parcialmente substituídos por calcopirita. É possível que se trate de um mineral primário da rocha. Calcopirita e pirita formam finos cristais, que ocorrem disseminados na rocha. Representam sulfetos de origem hidrotermal, visto que ocorrem em substituição à magnetita primária.



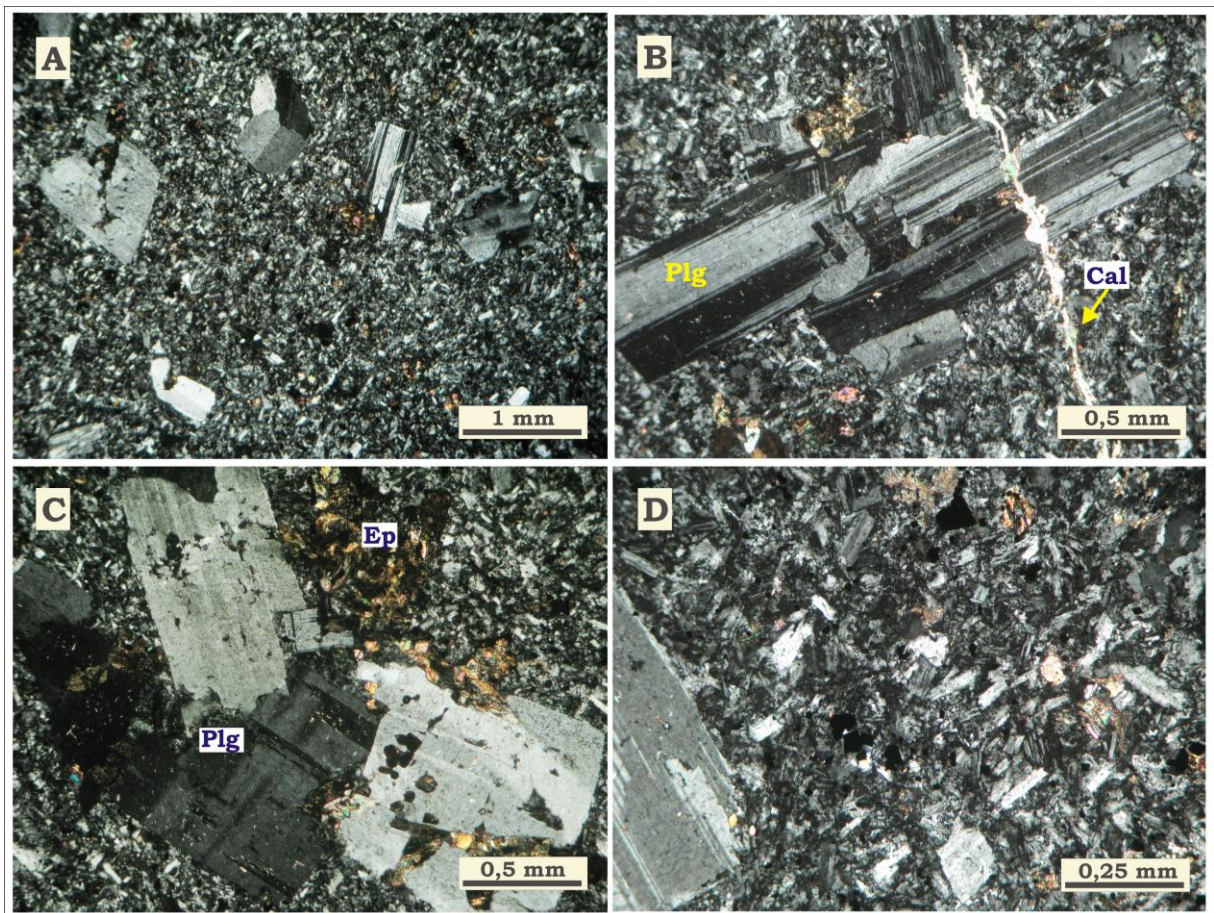
**Figura 16.** Imagens de elétrons retroespalhados de minerais da rocha ultramáfica do depósito Visconde, com seus respectivos espectros composicionais (MEV-EDS). A) Cristais de magnesita com bordas de dolomita, em contato com cristais de magnetita; B) Cristais de magnetita, calcopirita e magnesita em rocha rica em talco. *Tal*= talco; *Ser*= serpentina; *Mag*= magnesita; *Dol*= dolomita; *Mt*= magnetita. Amostras metalizadas com carbono.

## 5.2 ROCHAS NÃO ALTERADAS

### 5.2.1 Diques Dacíticos

São representados por rocha de coloração marrom avermelhada, isótropa e com textura porfirítica (**Figura 17a**). Aglomerados de cristais lhe conferem, localmente, textura glomeroporfirítica (**Figura 17c**). É constituída essencialmente por plagioclásio (fenocristais e matriz).

Os fenocristais são subédricos a euédricos (**Figura 17b**), com maclamento albita e albita-periclina e dimensões de até 7 mm. Comumente mostram feições de corrosão do tipo “golfo”, geradas pela reação com a matriz. Alguns mostram bordas arredondadas ou mesmo formas triangulares, resultando de reabsorção pela matriz.



**Figura 17.** Fotomicrografias dos aspectos gerais dos diques dacíticos. A) Textura porfirítica com cristais de plagioclásio imersos em matriz fina; B) Detalhe de cristais de plagioclásio sendo cortados por vênulas de calcita; C) Detalhe de textura glomeroporfirítica local, representada pelos aglomerados de plagioclásio, neste caso, sendo alterados para epidoto; D) Detalhe da matriz com textura em feltro. *Plg*= plagioclásio; *Ep*= epidoto; *Cal*= calcita.

A matriz é fanerítica muito fina, com textura do tipo feltro (**Figura 17d**), na qual finas ripas de plagioclásio estão dispostas aleatoriamente. Não foi possível a identificação de quartzo ou feldspato potássico, embora seja possível que estejam presentes na matriz fina.

Minerais máficos são ausentes, mas a titanita figura como mineral acessório, cujos cristais finos e anédricos se acham alterados para epidoto.

Os minerais secundários encontrados se restringem a epidoto, calcita e clorita. Os cristais de **epidoto** são finos a médios, anédricos a subédricos e ocorrem isolados ou em agregados. Foram formados à custa de cristais de plagioclásio (da matriz e fenocristais) e titanita. Quando resultam da alteração dos fenocristais, adquirem formas subédricas e zoneamento concêntrico, variando de tons amarelo esverdeados até incolor. O **carbonato** ocorre como agregados, em substituição à matriz e em vênulas. A **clorita** desenvolve palhetas finas esverdeadas que também ocorrem como agregados, geralmente próximo às vênulas de carbonato.

Finos cristais de **magnetita** e **calcopirita** são raros e exibem formas subédricas a anédricas.

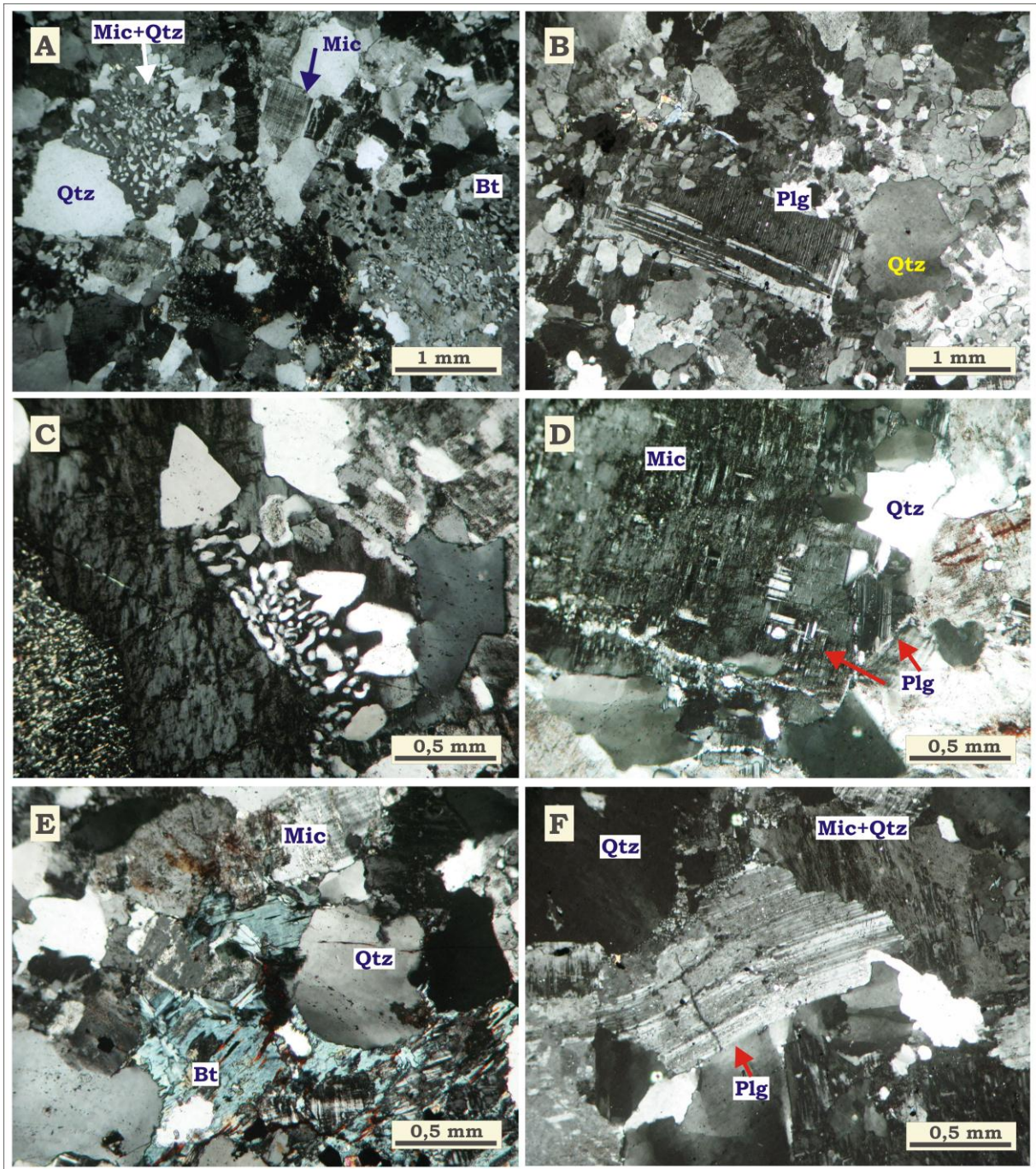
### 5.2.2 Granito

Rocha de coloração rosa avermelhada, com tons cinza escuro apenas nas porções fraturadas e alteradas. É maciço e isótropo, de textura fanerítica, granulação média a grossa, inequigranular (**Figura 18a, b**), hololeucocrática (com índice de cor 3). Localmente mostra textura gráfica. Os minerais constituintes são microclina, quartzo, plagioclásio e biotita (subordinadamente), tendo zircão como principal acessório primário. Os minerais secundários são representados por sericita, clorita e epidoto.

**Microclina:** desenvolve cristais desde finos até grossos (>5 mm). Os cristais maiores exibem hábito tabular, formas subédricas a anédricas e maclamento em grade. Comumente desenvolvem intercrescimentos gráfico com quartzo (**Figura 18c**) e pertítico do tipo retalho (**Figura 18d**). Os cristais menores geralmente são intersticiais aos maiores, bem como aos cristais de plagioclásio e quartzo; diferentemente, não formam intercrescimento com o quartzo. Encontram-se parcialmente alterados para argilominerais e sericita e são localmente cortados por finas vênulas de quartzo. Representa cerca de 40% da composição modal.

**Quartzo:** há duas gerações. Uma exhibe cristais anédricos a subédricos e médios (0,4-1 mm), formando entre si e com outras fases contatos irregulares, alguns cristais mostram extinção ondulante e bordas corroídas por clorita. A outra geração é representada pelos

cristais de intercrescimento com a microclina, os quais geralmente exibem formas cuneiformes.



**Figura 18.** Aspectos gerais dos granitos não alterados. A) e B) Textura fanerítica da rocha, destacando a presença de cristais de microclina, de quartzo, bem como o intercrescimento entre esses dois minerais; C) Detalhe de Intercrescimento gráfico entre microclina e quartzo; D) Detalhe de cristal de microclina com feições de exsolução de plagioclásio; E) Cristais de biotita totalmente cloritizados; F) Cristal de plagioclásio deformado. *Qtz*= quartzo; *Plg*= plagioclásio; *Mic*= microclina; *Bt*= biotita.

**Plagioclásio:** desenvolve duas formas de cristais: os primeiros são médios, subédricos, hábito tabular e maclas do tipo albita. Distribuem-se pela rocha, em contato com cristais de

quartzo e microclina, e estão bastante sericitizados. É comum mostrarem *kinkbands* e microfraturas (**Figura 18f**). O segundo tipo é representado pelas lamelas de plagioclásio exsolvidas da microclina. Apresentam maclamento albita e estão pouco alterados.

**Biotita:** tem cor marrom e geralmente forma palhetas médias, isoladas, intersticiais aos cristais de feldspato e quartzo. São fortemente substituídas por clorita (**Figura 18e**) e titanita, especialmente em suas bordas e clivagens.

A **clorita**, em geral, forma palhetas resultantes da alteração da biotita, tomando a forma deste mineral. Ocorre também ao longo de fraturas que cortam a rocha.

O **zircão** normalmente forma cristais finos, subédricos a euédricos e metamíticos. Alguns estão inclusos na biotita.

A proporção mineralógica foi estimada em 50% de microclina, 35% de quartzo e 15% de plagioclásio, indicando o campo dos sienogranitos. Eles ocorrem nas porções norte e sul do depósito Visconde. Não mostram indícios de deformação ou mesmo alteração e, por consequência, não fazem parte do conjunto de litotipos hospedeiros do minério.

## 6 PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

---

As observações petrográficas permitiram definir os principais tipos de alteração que afetaram as rochas do depósito Visconde, bem como estabelecer relações temporais entre eles. Para isso, foram consideradas as feições de substituição entre os minerais e o modo de ocorrência dos mesmos (que foram controlados pelo regime deformacional). Assim, no geral, os tipos mais precoces se manifestam ubiquamente, os intermediários ocorrem como veios de substituição em planos de foliação e os finais como veios e vênulas de preenchimento. Os principais tipos estão descritos abaixo e a sequência paragenética de alteração é apresentados na **Figura 24**.

### 6.1 ALBITIZAÇÃO

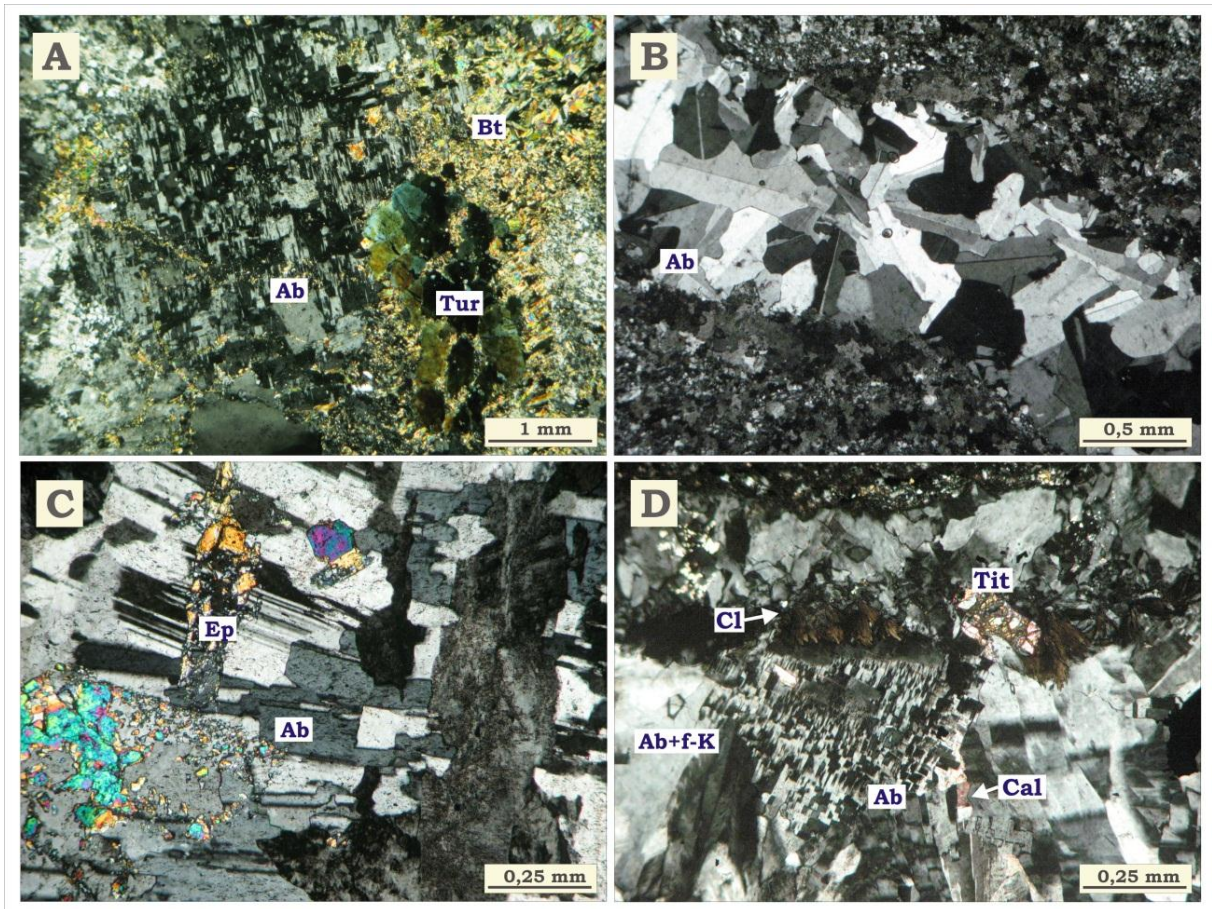
Caracteriza-se pela formação de grande quantidade de cristais de albita, predominantemente em duas etapas. A **albitização I** é ubíqua e marca o estágio inicial de alteração hidrotermal, particularmente nos granitoides. Petrograficamente é evidenciada por cristais de albita com textura em “tabuleiro de xadrez”, resultante da substituição de feldspato potássico primário (**Figura 19a**). É também característica desse estágio a descalcificação do plagioclásio em que o Ca foi reprecipitado na forma de finos cristais de epidoto.

Os cristais de albita comumente mostram-se argilizados ou, mais raramente, sericitizados. Parecem guardar a estrutura do mineral primário, e, por isso, mostram dimensões variadas.

A **albitização II** é caracterizada pela formação de finos cristais de albita em veios e vênulas que cortam as rochas (**Figura 19b**). Eles exibem coloração rosada, maclamento do tipo albita simples ou albita difuso, e são límpidos. Localmente, podem exibir textura tabuleiro de xadrez (**Figura 19d**). Ocorrem isolados ou em associação com epidoto, calcita, actinolita, quartzo e clorita. Essa segunda albitização é mais comum nas rochas metavulcânicas ácidas e não só teve lugar após intensa biotitização como também, aparentemente, marca o estágio final da alteração (junto com a clorita) na área do depósito.

Localmente, ocorrem cristais de albita formados em veios de substituição, os quais são de granulação média, com maclamento albita difuso, levemente argilizados, e quase sempre

estão acompanhados de cristais de epidoto (**Figura 19c**). Isso indica que a precipitação deste feldspato foi contínua, embora em dois momentos a precipitação foi mais abundante.

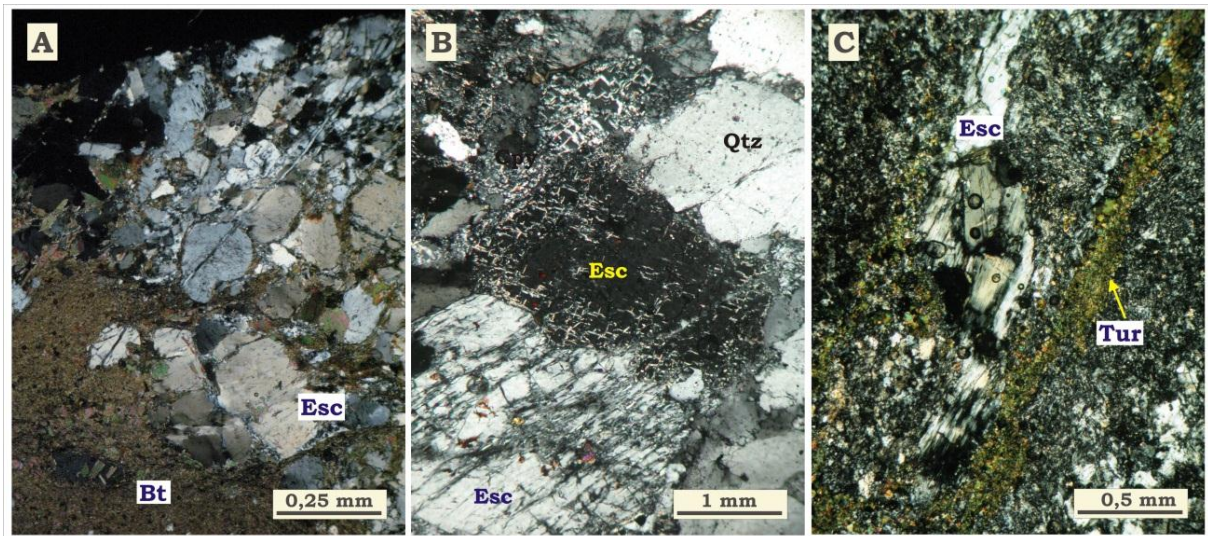


**Figura 19.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da albita hidrotermal. A) Albita tabuleiro de xadrez parcialmente substituída por turmalina em granitoide; B) Veio de albita (monominerálico) com maclamento do tipo albita simples em rocha metavulcânica ácida; C) Albita em substituição ao plagioclásio primário do granito de que resultou a formação de epidoto; D) Albita tabuleiro de xadrez em veio constituído de albita, K-feldspato, clorita e titanita. *Qtz*= *quartzo*; *Bt*= *biotita*; *Ab*= *albita*; *F-K*= *feldspato potássico*; *Tur*= *turmalina*; *Ep*= *epidoto*; *Tit*= *titanita*; *Cal*= *calcita*; *Cl*= *clorita*.

## 6.2 ESCAPOLITIZAÇÃO

É também um dos tipos de alteração mais comuns nas rochas do depósito Visconde, sendo mais expressiva nas rochas máficas (**Figura 20a**); é subordinada nas rochas metavulcânicas e só localmente é observada nos granitoides (**Figura 20b**) (porções finais do furo VISD-43). É caracterizada pela formação da escapolita, predominantemente de composição marialítica (sódica), que exhibe cristais subédricos a anédricos, em geral, arredondados. Nas zonas cisalhadas, acham-se estirados ou rotacionados (**Figura 25b**). Ocorre de modo invasivo, mas também em veios e vênulas (**Figura 20c**) especialmente nos metadacitos. Esse tipo de alteração é posterior à albitização e anterior à biotitização; quando

em vênulas, é posterior à turmalinização. A escapolita é comumente substituída por biotita e clorita.



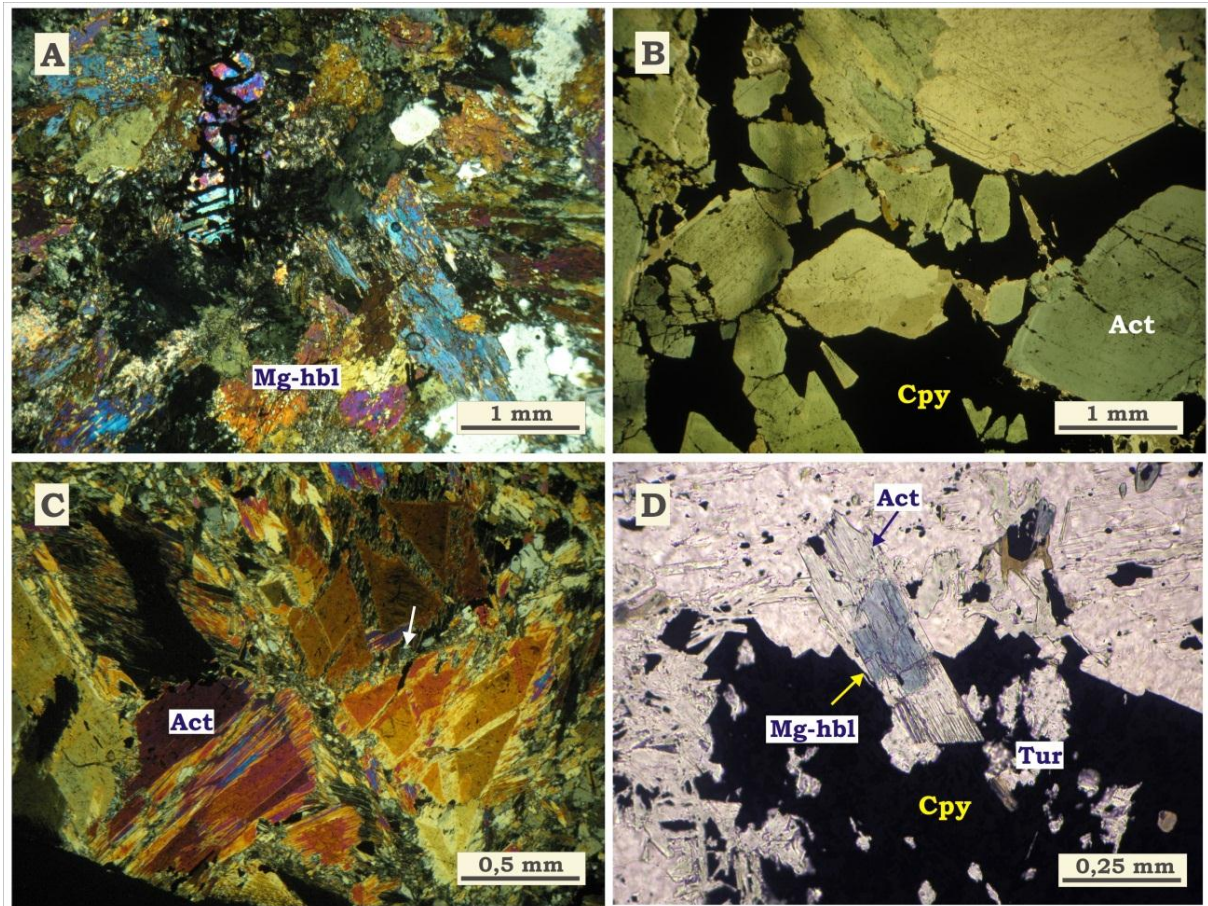
**Figura 20.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da escapolita hidrotermal. A) Abundante escapolita resultante da substituição ubíqua de rocha máfica que foi, em seguida, biotitizada e cortada por vênulas de quartzo; B) Grandes cristais de escapolita em substituindo os feldspatos do granito; C) Vênulas de escapolita cortando zonas turmalinizadas em metavulcânicas félsicas. *Bt*= biotita; *Esc*= escapolita; *Tur*= turmalina.

### 6.3 ANFIBOLITIZAÇÃO

Esse tipo de alteração ocorre em três estágios diferentes. No primeiro é caracterizada pela formação de Mg-hornblenda (ou hastingsita), resultante da substituição dos minerais ferro-magnesianos primários (anfíbólios e/ou piroxênios) das rochas máficas (**Figura 21a**). A substituição foi tão intensa que nenhum resquício de mineral máfico primário foi encontrado. Aparentemente, foi simultânea à albitização e escapolitização.

A **actinolitização I** sucedeu a formação da Mg-hornblenda. Foram gerados cristais verdes de dimensões variadas (de até 7 mm), subédricos a euédricos, prismáticos ou asbestiforme-estriado (**Figura 21c**), maclados e levemente zonados (**Figura 21b**). São enriquecidos em Mg (~10,9%) e Ca (em média 8,4%). Ocorrem principalmente em agregados monominerálicos, mas também em substituição à Mg-hornblenda próximo a eles (**Figura 21d**). Geralmente são substituídos por magnetita, calcopirita, biotita e quartzo.

Por seu turno, a **actinolitização II** é mais tardia e se caracteriza pela formação de cristais subédricos a euédricos, prismáticos, incolores a amarelados de actinolita. Em geral, são constituintes de veios e vênulas (junto com abita e epidoto), ou ocorrem próximo a eles, em substituição a minerais pré-existentes, a exemplo da biotita, plagioclásio e outros anfíbólios.

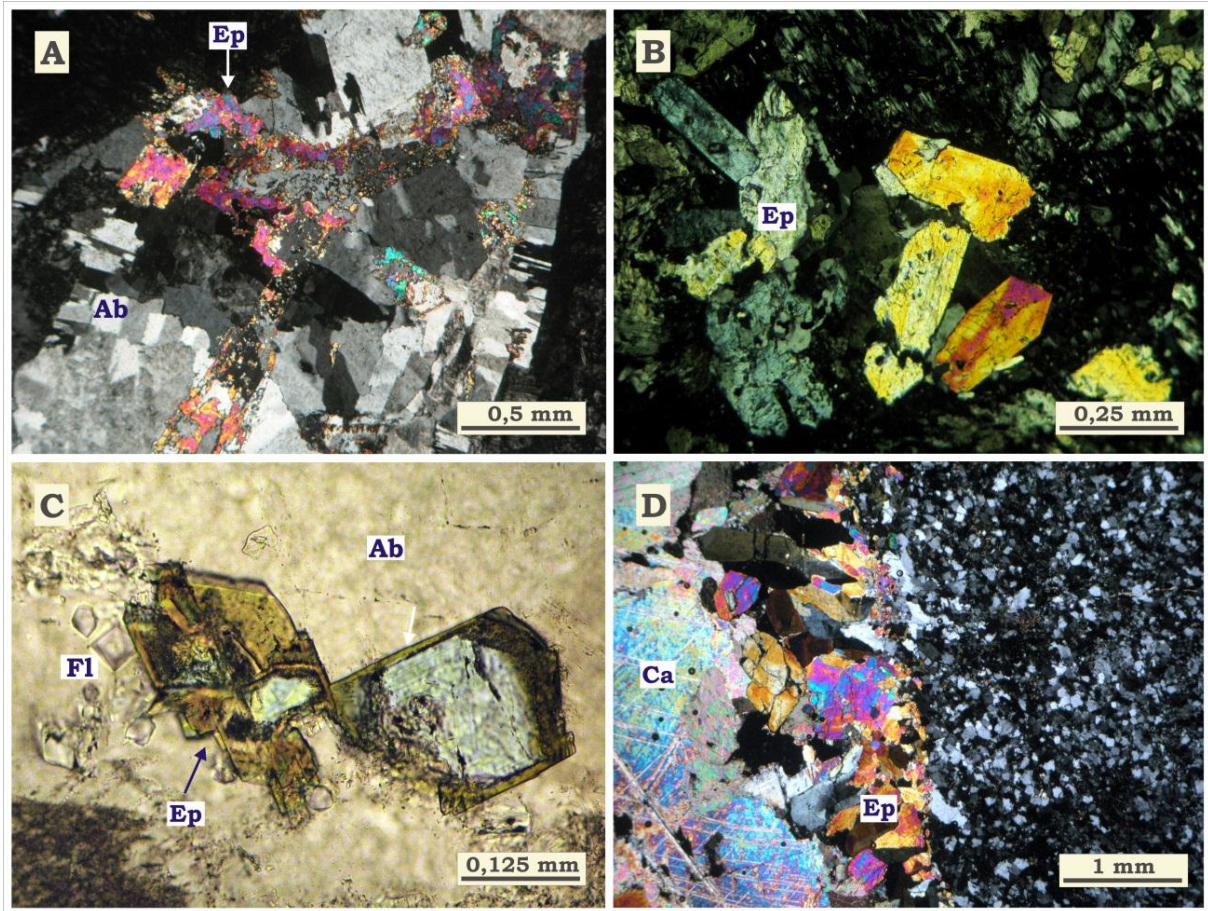


**Figura 21.** Fotomicrografias dos principais anfibólios resultante da alteração hidrotermal nas rochas do Visconde. A) Rocha gabroicas rica em Mg-hornblenda; B) Agregados de actinolita parcialmente substituído por calcopirita; C) Agregado de cristais estriados de actinolita; D) Cristal de actinolita associado com calcopirita, em substituição à Mg-hornblenda. *Mg-hbl*= Mg-hornblenda; *Act*= actinolita; *Cpy*= calcopirita; *Tur*= turmalina.

#### 6.4 EPIDOTIZAÇÃO

Os cristais de epidoto hidrotermal presentes nas rochas do Visconde se formaram em duas fases principais da alteração hidrotermal. Significativas quantidades deste mineral foram formadas nos estágios iniciais (Figura 22a, b) associadas à descalcificação do plagioclásio original (**epidotização I**) e à formação de anfibólio cálcico (actinolitização I), caso em que os cristais se mostram finos, subédricos a anédricos, geralmente em contato com a calcopirita (também fina).

A **epidotização II** foi mais expressiva e faz parte dos estágios finais em que precipitaram cristais de epidoto subédricos a euédricos, de coloração amarelo esverdeada (pistacético), localmente zonados, em veios e vênulas, associados comumente à albita, calcita, actinolita, fluorita, entre outros (**Figura 22c, d**).

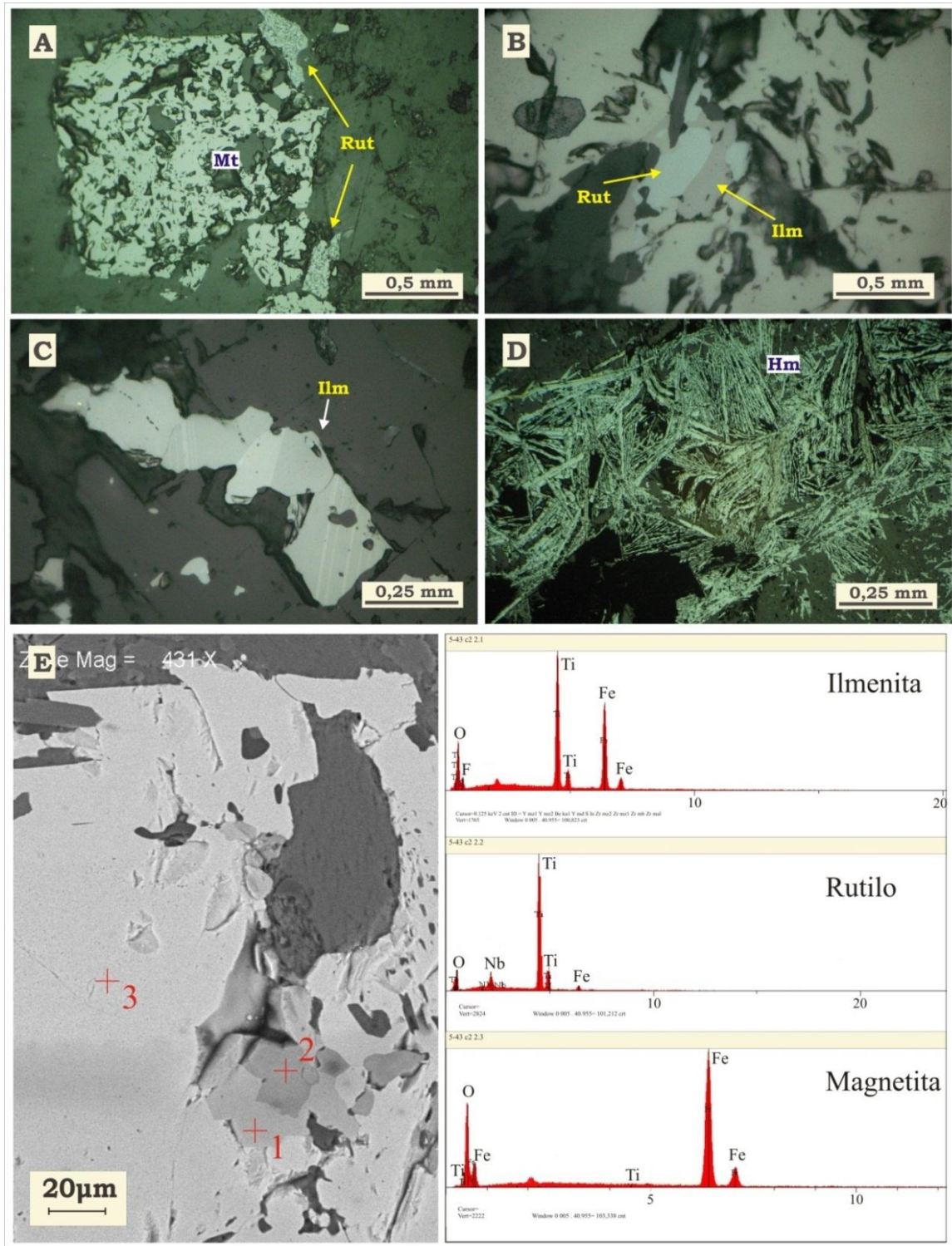


**Figura 22.** Fotomicrografias dos principais modos de ocorrência do epidoto hidrotermal nas rochas do depósito Visconde. A) Cristais de epidoto associados com albita em granitoide; B) Agregados em rocha máfica escapolitizada e actinolitizada; C) Cristais subédricos e zonados associados com fluorita e albita; D) Veio de epidoto (parede) e calcita (centro) em rocha metavulcânica félsica. *Ab*= albita; *Ep*= epidoto; *Fl*= fluorita; *Cal*= calcita.

## 6.5 MAGNETITIZAÇÃO E HEMATITIZAÇÃO

No geral, a magnetita ocorre apenas como finos cristais anédricos disseminados, especialmente nas rochas máficas. Localmente, desenvolve cristais médios, euédricos, que exibem bordas incipientemente substituídas por hematita, em especial nas rochas metavulcânicas ácida e nos granitoides (**Figura 23a**). Nesses casos, estão comumente associados com cristais de rutilo e ilmenita (**Figura 23c**).

Nos furos VISD-43 e 50, a magnetita ocorre como agregados de cristais anédricos (magnetitito), que cortam e substituem agregados de outros minerais, e se associam a finos cristais de ilmenita (**Figura 23b, e**). Diferenciam-se dos cristais de magnetita primários dos gabros/dioritos, porque nestes últimos, os cristais apresentam hábito cúbico e lamelas de exsolução de ilmenita (**Figura 9f**).



**Figura 23.** Fotomicrografias dos principais óxidos hidrotermais nas rochas do Visconde. A) Cristal subédrico de magnetita acompanhado por finos prismas de rutilo; B) Inclusões de ilmenita e rutilo em magnetita (no magnetitito); C) Agregado de cristais maclados de ilmenita em granito brechado; D) Veio de hematita especular, relacionado aos estágios finais de alteração, em dacito. E) Imagem de elétrons retroespalhados (com respectivos espectros de EDS) de cristais de magnetita, rutilo e ilmenita precipitados em magnetitito. *Mt*= magnetita; *Ilm*= ilmenita; *Rut*= rutilo; *Hm*= hematita.

Apesar de as relações entre a magnetita e os demais minerais não serem muito claras, existem situações que mostram que sua formação se deu após a da escapolita e actinolita, e anteriormente ao cisalhamento. Além disso, quase sempre é substituída por calcopirita.

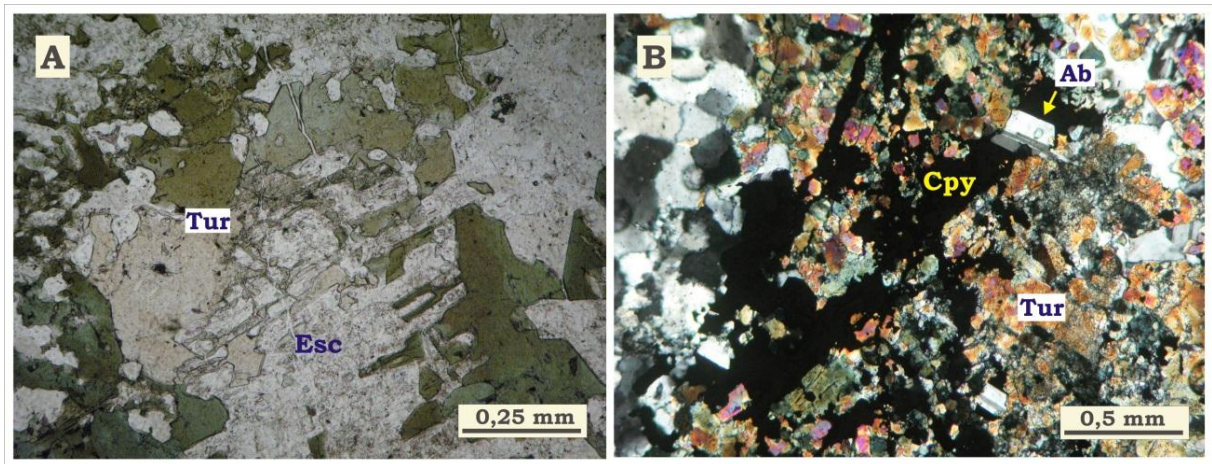
A formação de hematita (**Figura 23d**) é menos expressiva e ocorre principalmente nos estágios finais, geralmente em veios de epidoto e albita.

<i>Estágio de Alteração</i>	<i>Pré-Mineralização</i>			<i>Mineralização</i>	<i>Pós-Mineralização</i>
	<i>Ubíquo</i>	<i>Veios de Substituição</i>	<i>Agregados</i>	<i>Foliação</i>	<i>Brechas e Veios</i>
<b>Albita</b>	—————				—————
<b>Escapolita</b>	—————			.....	
Epidoto	.....	—————			—————
Turmalina		—————			
<b>Actinolita</b>		—————			—————
Magnesita		—————			
Talco		—————			
Dolomita		—————			
<b>Magnetita</b>			—————		
Ilmenita			—————		
Rutilo			—————		
<b>Biotita</b>				—————	.....
Molibdenita				—————	
Pentlandita				—————	
Pirita				—————	
<b>Calcopirita</b>				.....	—————
K-feldspato					.....
Alanita				—————	
Apatita				—————	
Bornita					—————
Argilominerais					—————
Sericita					—————
<b>Quartzo</b>					—————
Calcocita					—————
Covelita					—————
Digenita					—————
Hematita					—————
<b>Calcita</b>					—————
<b>Clorita</b>					—————
Fluorita					—————

**Figura 24.** Quadro paragenético das rochas do depósito Visconde e o principal modo de ocorrência dos minerais hidrotermais.

## 6.6 TURMALINIZAÇÃO

Este processo de alteração não foi intenso, mas foi comum em praticamente todas as rochas. É tipificado pelo crescimento de cristais de turmalina de hábitos e modos de ocorrência diversos (**Figura 25b**). Destacam-se por serem zonados, variando na cor de verde intenso até tons marrons (**Figura 25a**). Nas rochas metavulcânicas ácidas são mais abundantes, quase sempre em cristais prismáticos de bordas arredondadas. São encontrados como finas disseminações ao longo de planos de foliação, em zonas em que minerais pré-existent foram amplamente substituídos ou em veios de substituição. Nos granitos ocorrem disseminados, localmente mostrando crescimento radial. Já nos gabros, a ocorrência é menos comum, predominando nas porções foliadas, onde os cristais adquirem dimensões de até 5 mm.

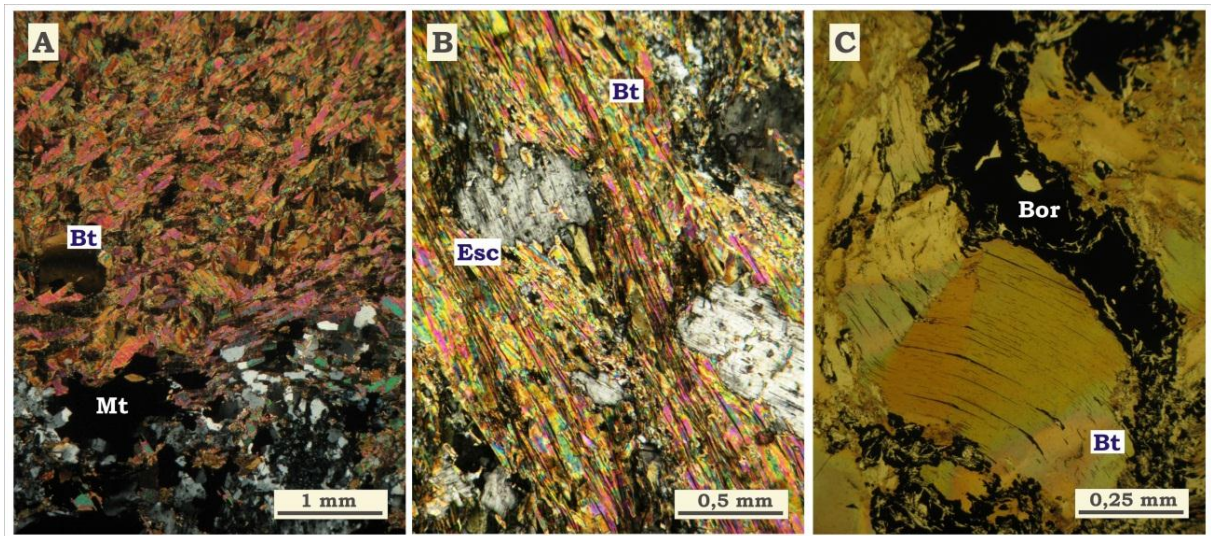


**Figura 25.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da turmalina hidrotermal. A) Cristais zonados de turmalina que substituem cristal de escapolita em rocha metavulcânicas félsica; B) Cristais de turmalina e albita em veio de substituição, cortados por calcopirita. *Tur*= turmalina; *Esc*= escapolita; *Ab*= albita; *Cpy*= calcopirita.

## 6.7 BIOTITIZAÇÃO

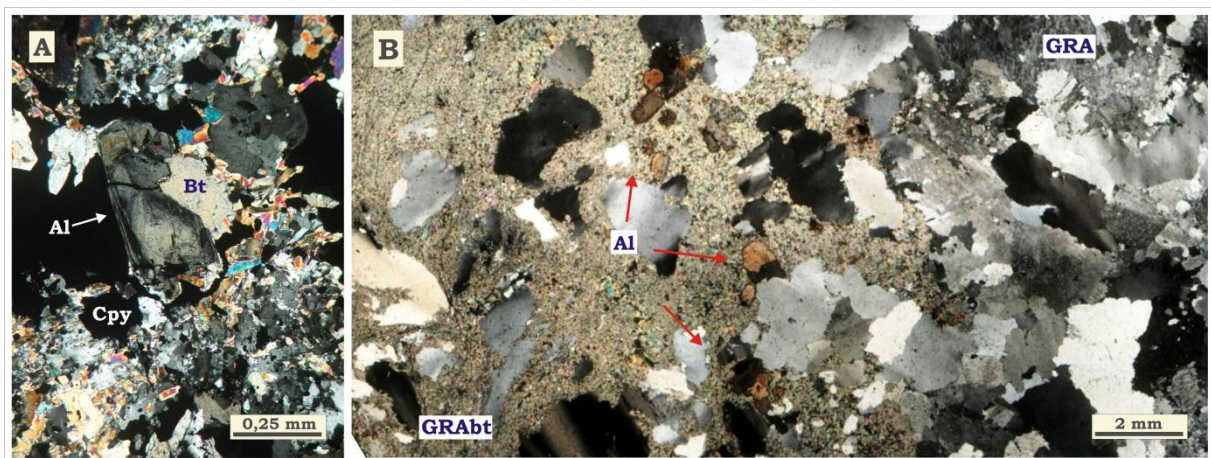
Este é um dos tipos de alteração mais expressivos no depósito. Afeta todas as rochas, especialmente as máficas e granitoides. Caracteriza-se pela formação de grande quantidade de biotita de composição flogopítica ( $Mg/Fe = 1,18 - 1,54$ ;  $Cl = 0,5 - 1,4\%$ ; MEV-EDS), que ocorre ubiquamente em geral em palhetas finas (**Figura 26a**), porém é nas porções foliadas que apresenta as maiores concentrações. Nos granitos costumam adquirir tons esverdeados, e, localmente, é tão abundante que apenas os cristais de quartzo não foram por elas substituídos. Nas rochas cisalhadas, são essas palhetas de biotita que normalmente determinam o aspecto

foliado das rochas, denotando, assim, íntima relação com o estágio dúctil de deformação (Figura 26b, c).



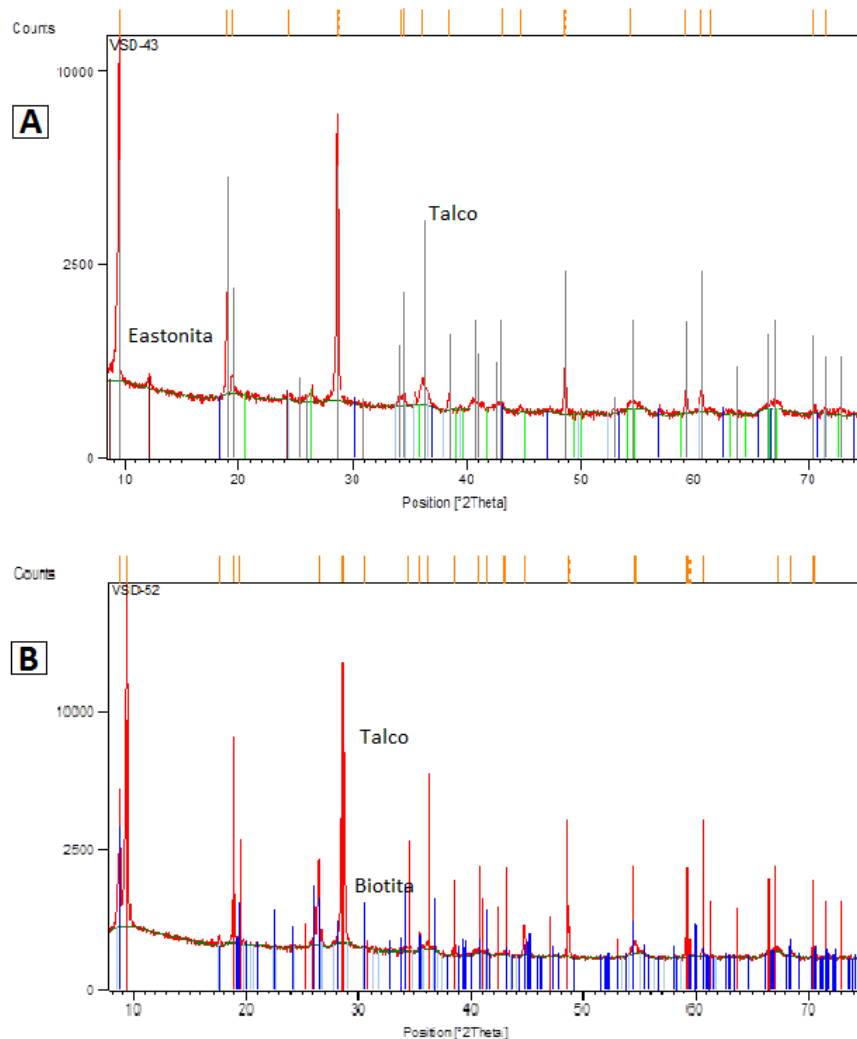
**Figura 26.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento da biotita hidrotermal. A) Substituição ubíqua de rocha diorítica por biotita; B) Rocha foliada rica em biotita, em que esta mica substitui parcialmente cristais de escapolita; C) Macrolamelas de biotita deformada e invadido por bornita. *Bt*= biotita; *Mt*= magnetita; *Esc*= escapolita; *Bor*= bornita.

Comumente esta mica substitui anfibólios, plagioclásio, escapolita e turmalina, o que permite dizer que a biotitização é relativamente tardia. Por outro lado, a biotita é alterada para clorita e zonas intensamente biotitizadas são cortadas por veios e vênulas de K-feldspato e de minerais sódico-cálcicos, atestando que ela antecede esses estágios de alteração, que são ainda mais tardios. Nas bordas dos halos de biotitização ocorrem cristais de alanita (Figura 27) com teores de Ce na faixa de 6,5 – 16,3% (dados de MEV-EDS).



**Figura 27.** Fotomicrografias de cristais de alanita hidrotermal. A) Cristal zonado, que substituiu biotita e é cortado pela calcopirita. B) Detalhe da concentração de cristais de alanita na borda do halo de biotitização em granitoide. *Al*= alanita; *Bt*= biotita; *Cpy*= calcopirita; *GRA*=granito; *GRAbt*= granito biotitizado.

Ademais, dados de difração de raios-X mostram a coexistência de biotita e talco em amostras muito foliadas e finas (**Figura 28**).

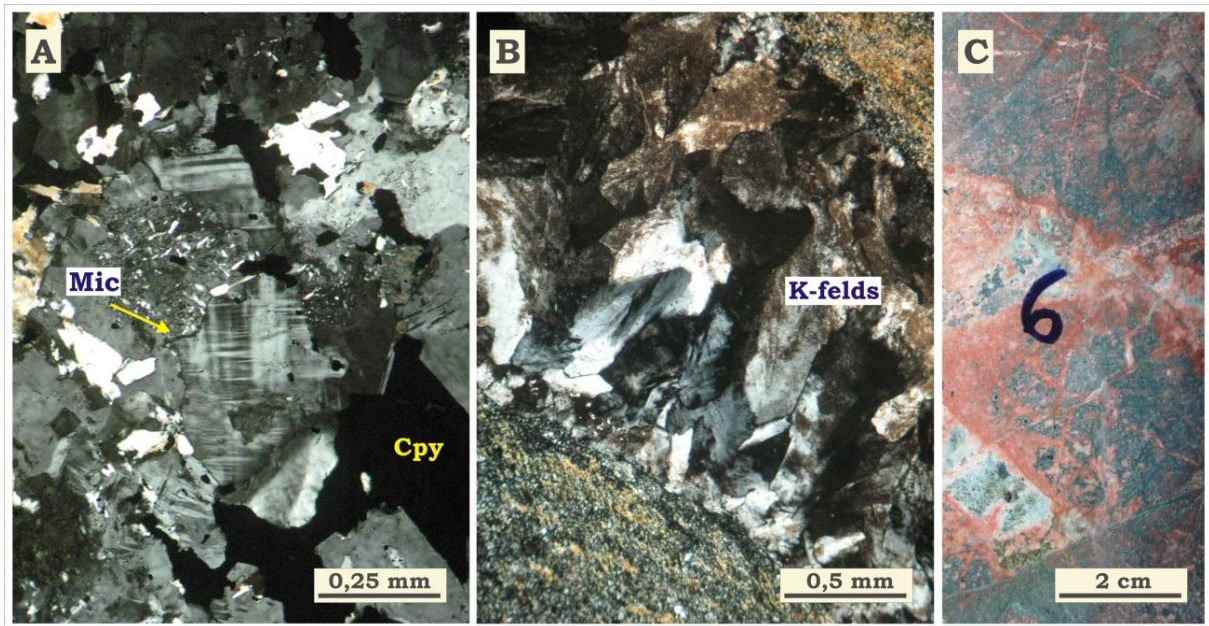


**Figura 28.** Difratomogramas de duas amostras (Furo VISD-43 e VISD-50), com os picos dos principais minerais encontrados. Em A) ocorre, além de talco e biotita (eastonita), magnetita (em marrom) e quartzo (em verde).

## 6.8 FELDSPATIZAÇÃO POTÁSSICA

A alteração potássica marcada pela formação de feldspato potássico não é comum no depósito Visconde. É registrada exclusivamente nos granitos e rochas metavulcânicas, na forma de veios, em geral monominerálicos (ou com quartzo no núcleo), onde o FK adquire um aspecto sujo, graças às finas inclusões de hematita em sua estrutura (**Figura 29b**). Pode estar parcialmente substituído por albita de textura em tabuleiro de xadrez. Localmente, nas rochas metavulcânicas ácidas, a K-feldspatização também é revelada pela abundante quantidade de microclina (**Figura 29a**). Nesses casos, o processo é denunciado pela coloração avermelhada que essas rochas adquirem (**Figura 29c**).

A K-feldspatização se superpõe à albitização e escapolitização.



**Figura 29.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento de K-feldspato hidrotermal. A) Finos cristais de microclina intersticiais aos cristais de plagioclásio sericitizados em granitoide e associado com calcopirita; B) Veio de K-feldspato com finas inclusões de hematita dando um aspecto sujo aos cristais; C) Aspecto macroscópico de metavulcânica félsicas K-feldspatizada. Mic= microclina; Cpy= calcopirita; K-felds= feldspato potássico.

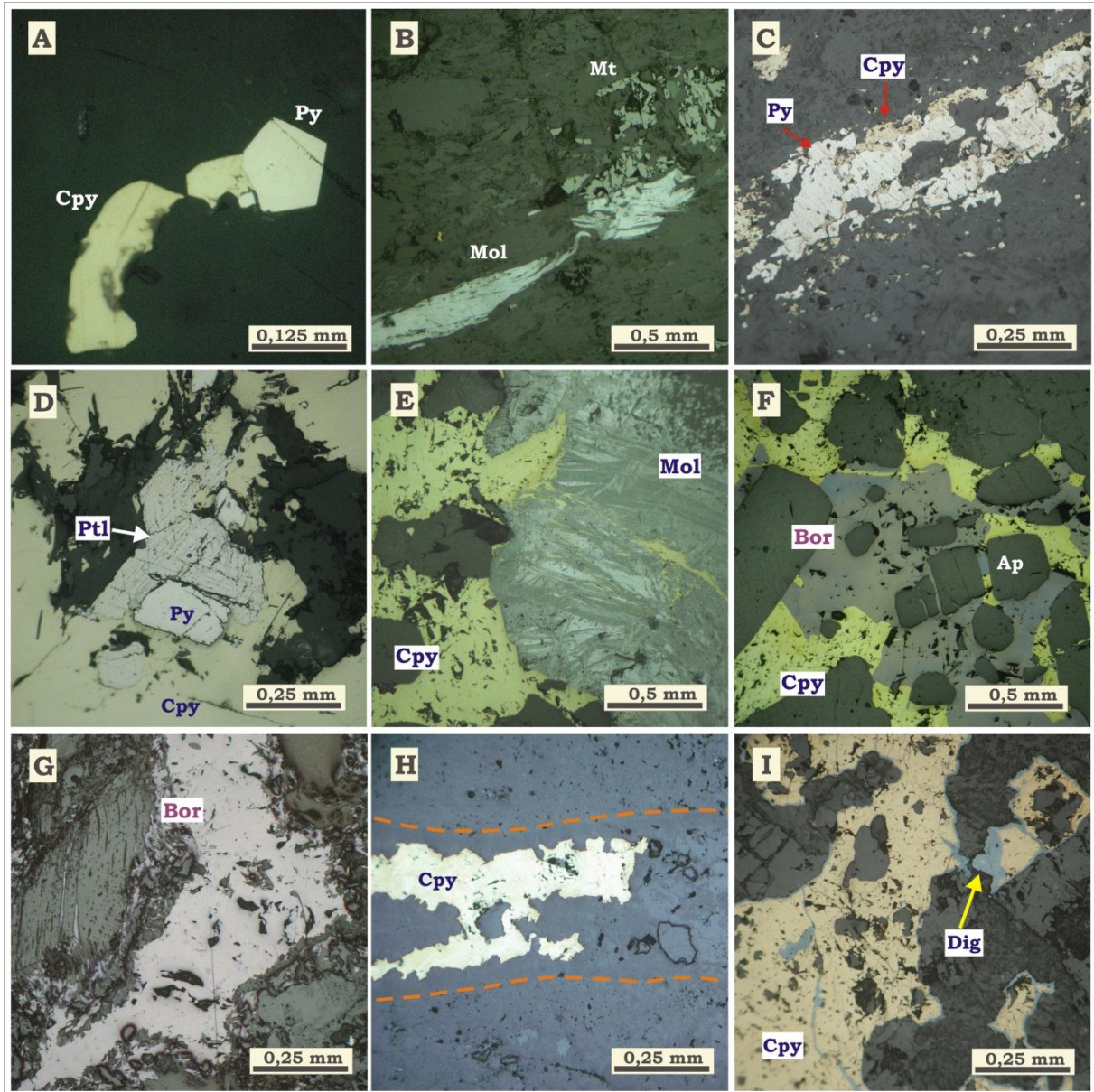
## 6.9 SULFETAÇÃO

A precipitação de sulfetos no depósito Visconde ocorreu durante quase todos os estágios de alteração hidrotermal, mas as maiores quantidades são encontradas nas brechas.

Pirita, pentlandita e molibdenita ocorrem predominantemente como finas disseminações e, aparentemente, correspondem às fases mais precoces. Comumente encontram-se substituídos por calcopirita (**Figura 30d, e**). A molibdenita quase sempre mostra-se deformada nas porções foliadas (**Figura 30b**). A pirita também forma cristais em equilíbrio com a calcopirita (**Figura 30a**).

A calcopirita é a fase mais abundante e, comumente exibe feições de coprecipitação com a bornita (**Figura 30f**). Os modos de ocorrência mais comuns desses dois minerais incluem concentrações em planos de foliação (**Figura 30c**), brechas (**Figura 30g**) e veios poliminerálicos (**Figura 30h**). Quando encontrada nas brechas, geralmente, encontram-se acompanhados por cristais de apatita rica em Cl (0,9%; dados de MEV/EDS) e alanita.

Covelita, calcocita e digenita são produtos comuns da alteração dos cristais de calcopirita, especialmente em suas bordas (**Figura 30i**).

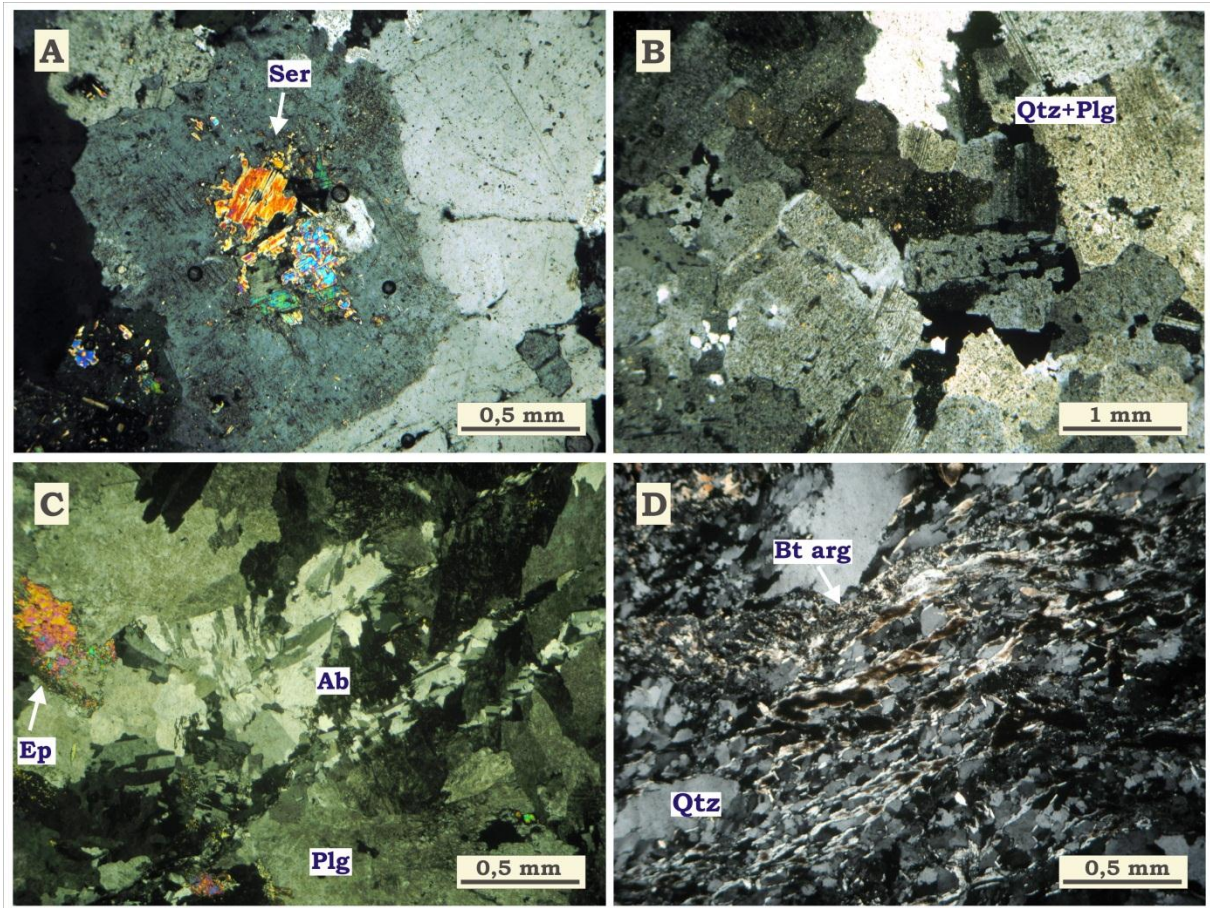


**Figura 30.** Fotomicrografias dos sulfetos formados durante o evento mineralizador no Alvo Visconde, bem como suas formas de ocorrência mais comuns. A) Disseminações de finos cristais de calcopirita e pirita; B) Cristal de molibdenita estirado, no plano da foliação; C) Cristais de pirita no plano de foliação, parcialmente substituídos por pirita; D) Cristais de pentlandita e pirita sendo substituídos por calcopirita; E) Macrocristal de molibdenita sendo substituído por calcopirita em gabro brechado; F) Cristais de apatita imersos em matriz de calcopirita coprecipitada com bornita; G) Bornita invadindo lamelas de biotita; H) Calcopirita em veio, junto com albita e calcita; I) Calcopirita em brecha parcialmente substituída por digenita. *Ap= apatita; Cpy= calcopirita; Bor= bornita; Py= pirita; Ptl= pentlandita; Mol= molibdenita; Dig= digenita; Mt= magnetita.*

## 6.10 ARGILIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO

A formação de argilominerais e sericita (**Figura 31**) se deu em pequena escala, afetando necessariamente todos os plagioclásios formados anteriormente à mineralização (inclusive os primários descalcificados) e localizados próximos à zonas biotitizadas. Os

feldspatos precipitados nos estágios mais tardios de alteração não são alterados. A argilização também pode afetar as biotitas previamente formadas. É também comum a relação com zonas silicificadas.

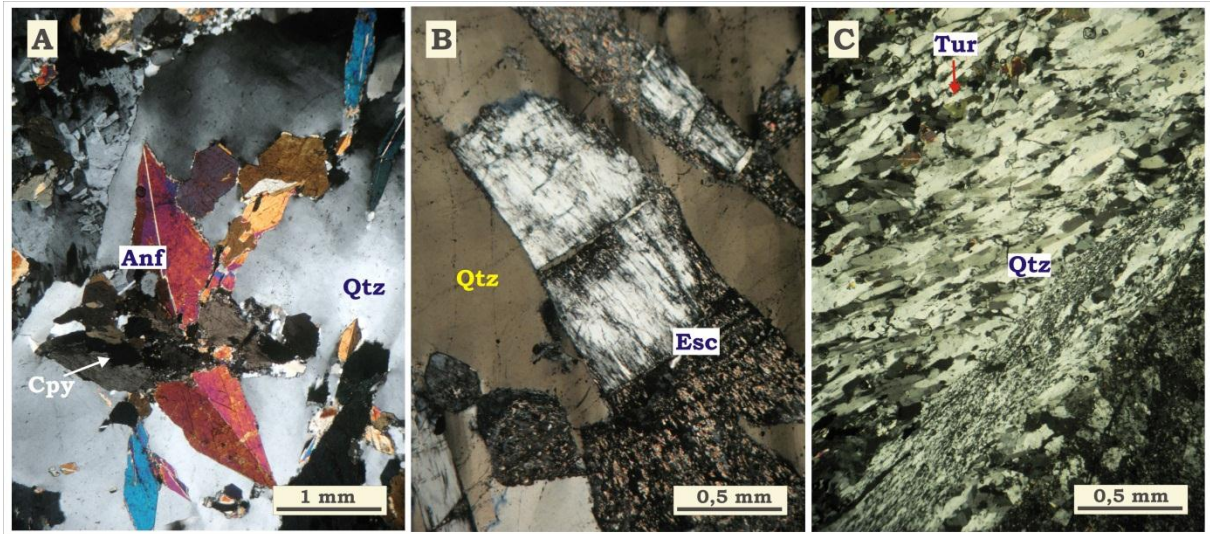


**Figura 31.** Fotomicrografias de feições de sericitização e argilização em rochas do Visconde. A) Cristal de plagioclásio com lamelas médias de sericita; B) Cristais de plagioclásio argilizados e sericitizados; C) Cristais de plagioclásio e epidoto em granitoide argilizados, cortado por veios de albita não argilizados; D) Lamelas de biotita argilizadas. *Qtz*= *quartzo*; *Plg*= *plagioclásio*; *Ab*= *albita*; *Ep*= *epidoto*; *Bt arg*= *biotita argilizada*; *Ser*= *sericita*.

### 6.11 SILICIFICAÇÃO

Este tipo de alteração também é pouco comum nas rochas do depósito Visconde. Em geral, ocorre em veios de espessuras milimétricas a centimétricas, onde o quartzo é a única fase mineral cortando a rocha e os minerais preexistentes (**Figura 32**). Essas zonas se formaram preferencialmente em porções com agregados de minerais hidrotermais precoces, tais como, escapolita, actinolita, biotita, turmalina, etc..

Além disso, o quartzo ocorre em veios associado K-feldspato, ou com albita, calcopirita, calcita, epidoto e clorita, cortando granitos e rochas metavulcânicas ácidas.



**Figura 32.** Fotomicrografias das principais formas de desenvolvimento de quartzo hidrotermal. A) Cortando os cristais de anfibólio; B) Cortando os cristais de escapolita; C) Veio constituído de cristais alongados de quartzo, com textura de fluxo. *Qtz*= quartzo; *Anf*= anfibólio; *Esc*= escapolita; *Tur*= turmalina; *Cpy*= calcopirita.

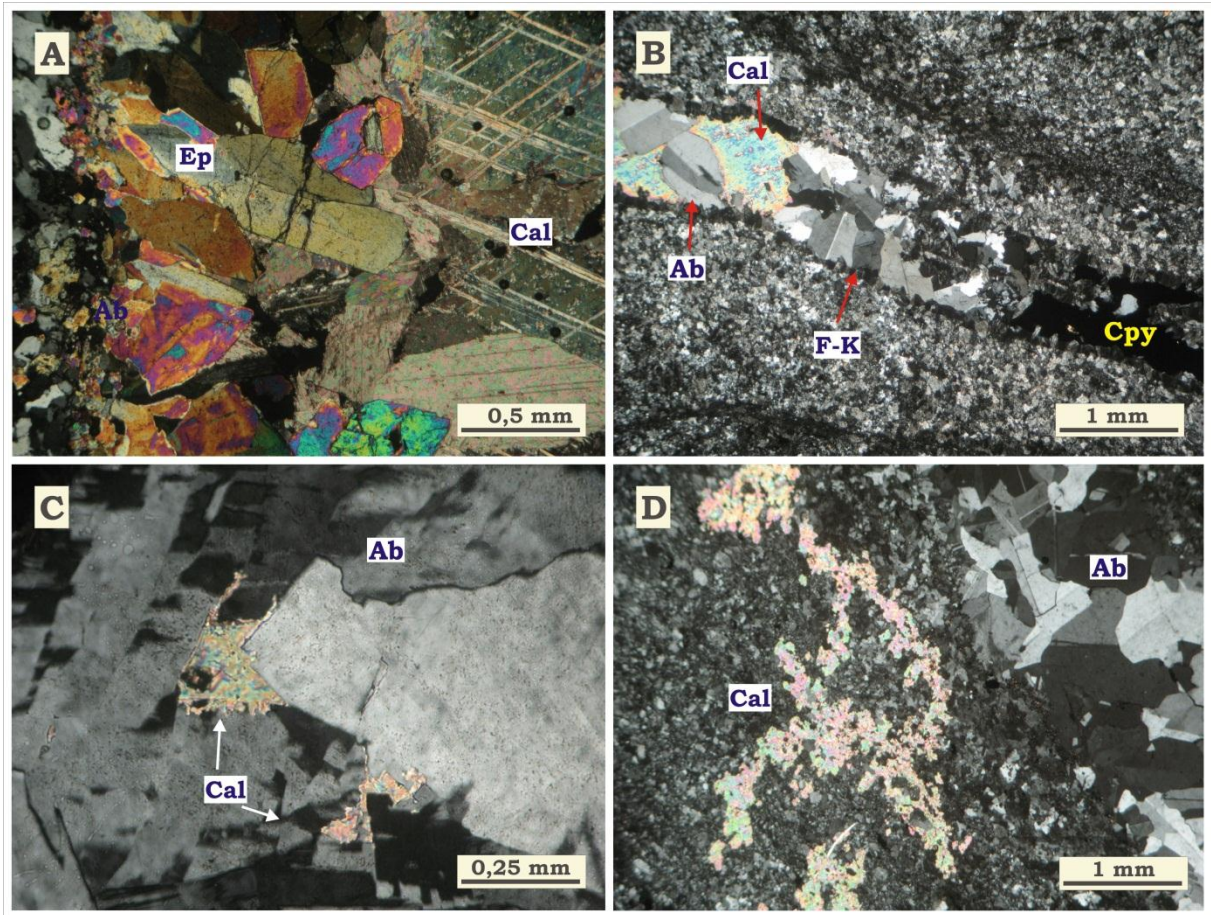
## 6.12 CARBONATAÇÃO

A formação de grande quantidade de carbonato (calcita) ocorreu predominantemente durante a formação de brechas (**Figura 13**) e veios relacionados aos estágios finais de alteração. Nas brechas é comum a associação com albita, enquanto que nos veios pode estar associada com albita, epidoto, actinolita e clorita, sempre tendendo a ocorrer como fase abundante nas porções centrais (**Figura 33a, b**), ou apenas intersticiais aos minerais precipitados precocemente (**Figura 33c**). Próximo a esses veios ocorre como agregados anédricos (**Figura 33d**), substituindo os minerais ou os corroendo pela borda (principalmente o plagioclásio).

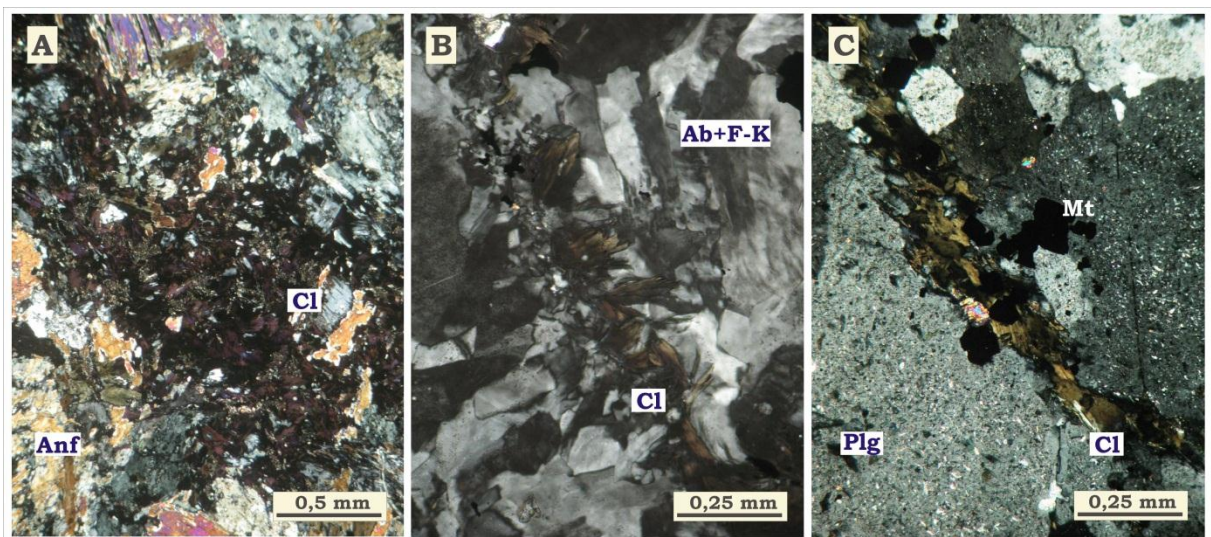
Subordinadamente, nas rochas ultramáficas também ocorreu a formação de magnesita e, posteriormente, dolomita.

## 6.13 CLORITIZAÇÃO

A cloritização está relacionada aos estágios finais do evento hidrotermal e ocorre quase sempre em veios mono ou poliminerálicos (junto com minerais sódico-cálcicos), como franjas nas bordas (**Figura 34b**). Próximo a esses veios, substitui biotita, anfibólio, escapolita e plagioclásio (**Figura 34a**). Pode estar ainda, em vênulas, sozinho (**Figura 34c**) ou associado com quartzo e/ou albita, cortando as rochas e os veios de minerais sódico-cálcicos.



**Figura 33.** Fotomicrografias das formas de desenvolvimento de calcita hidrotermal. A) Veio de epidoto (parede) e calcita (centro); B) Veio de albita, calcita e calcopirita, com K-feldspato nas paredes dos veios; C) Cristais de calcita intersticiais aos de albita em veio; D) Agregados anédricos de calcita alterando a rocha, próximo a veio de albita. *Cal*= calcita; *Ep*= epidoto; *F-K*= feldspato potássico; *Ab*= albita; *Cpy*= calcopirita.



**Figura 34.** Fotomicrografias dos principais modos de ocorrência da clorita. A) Substituindo o cristal de escapolita em rocha gabroicas; B) Franjas nas bordas de veios de albita tabuleiro de xadrez e K-feldspato; C) Vênula monominerálicas em granitoide. *Cl*= clorita; *Ab*= albita; *Anf*= anfibólio; *Plg*= plagioclásio; *F-K*= feldspato potássico; *Mt*= magnetita.

## 7 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

---

Os dados geoquímicos correspondem a amostras de granitoides, gabros e rochas metavulcânicas félsicas, que representam os litotipos de maior expressão na área do depósito. Como só foi possível coletar duas amostras de granitoide, ambas do furo VISD-043, elas foram comparadas quimicamente a amostras de granitoides estudadas por Craveiro *et al.* (2010) no mesmo depósito (VISD-37). Do conjunto de amostras dos gabros/dioritos, constam outras duas que, por conterem talco e/ou magnesita devem se referir à distinta variedade máfico-ultramáfica.

Devido à alteração hidrotermal, os dados químicos não mais representam as composições originais, porém foram identificadas amostras menos alteradas que são as que melhor se aproximam dessas composições. Em decorrência, o tratamento dos dados com base em diagramas clássicos de classificação de rochas ígneas não forneceu boas interpretações. Ademais, estabelecer considerações sobre contexto geotectônico também se tornaram impraticáveis.

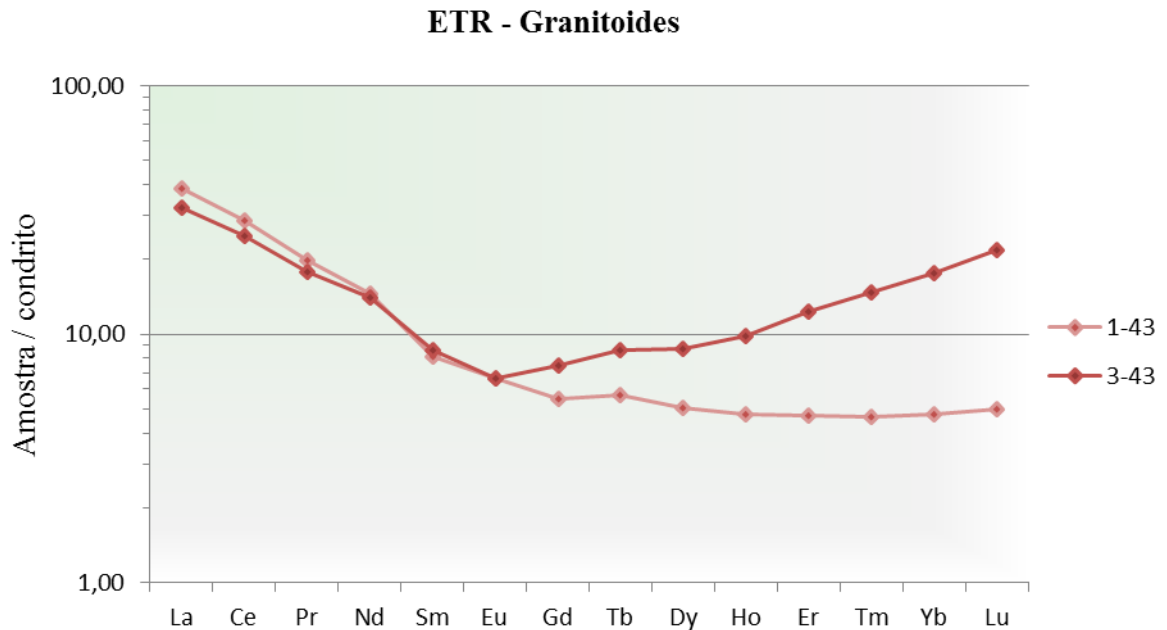
### 7.1 GRANITOIDES

As duas amostras de granitoide, embora muito próximas, apresentam características petrográficas bastante distintas: uma é isótropa e albitizada (VISD-1/43), enquanto a outra é foliada e biotitizadas (VISD-3/43), o que as levou a também serem quimicamente distintas.

Da amostra isótropa para a foliada, os teores de  $\text{SiO}_2$  variam de 71,4 a 68,17% e os de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , de 12,77 a 9,94%. Apesar das variações impostas pela deformação e alteração, esses teores são consistentes com valores médios de granitos (LE MAITRE, 1976). Os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  também diminuem de 5,16 para 2,23%, o mesmo sendo constatado para os de  $\text{CaO}$  (de 0,7 para 0,37%). No sentido inverso, os conteúdos de  $\text{K}_2\text{O}$  aumentam de 1,91 para 3,61% com razões  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  que variam de 0,37 a 1,62, ressaltando a diferença no tipo de alteração entre as duas amostras. Em geral, o aumento do  $\text{K}_2\text{O}$  é acompanhado por elevações nos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (de 3,55 para 7,22%) e de  $\text{MgO}$  (de 3,05, para 5,50%).

A distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizados pelo condrito (**Figura 35**), também mostra diferenças consideráveis entre as duas amostras. Embora a soma dos ETR seja praticamente igual (54,43 e 56,08 ppm), os valores de  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  são muito diferentes

(8,17 e 1,83), implicando moderado fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP na amostra isótropa, e baixo fracionamento na amostra foliada.

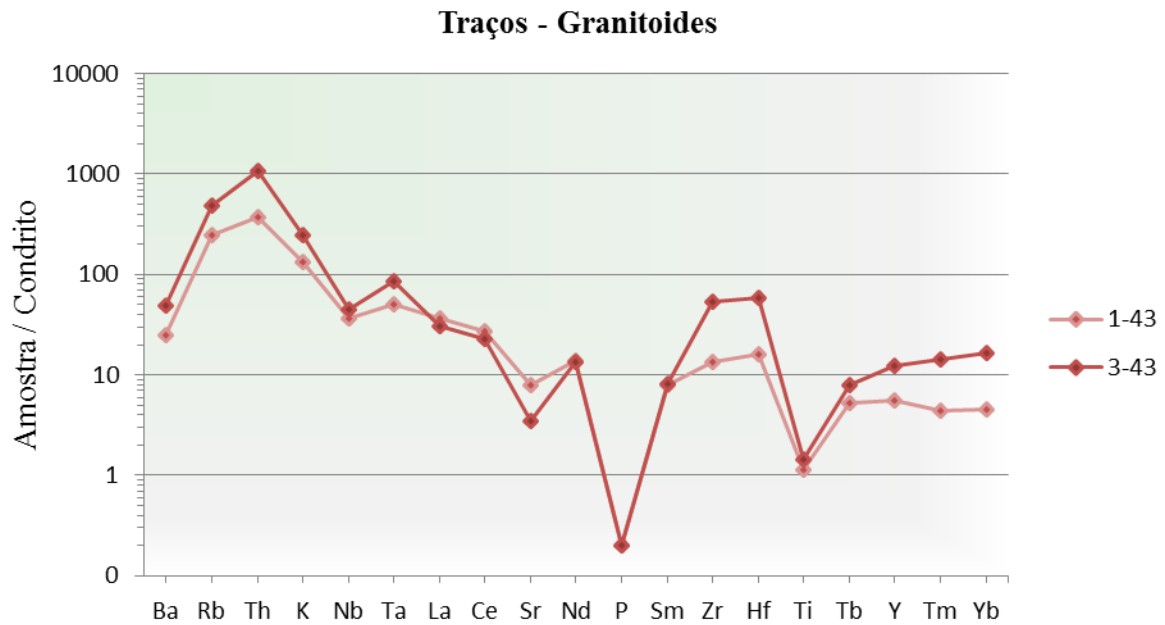


**Figura 35.** Padrão de distribuição dos ETR de amostras de granitoides do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984).

Do Gd ao Yb o comportamento da amostra isótropa tende à sub-horizontalidade  $[(Gd/Yb)_N = 1,16]$ , enquanto o da amostra foliada é moderadamente fracionado  $[(Gd/Yb)_N = 0,42]$ . Os valores das anomalias de európio não se afastam muito da unidade ( $Eu/Eu^* = 1,16$  e  $0,42$ ). Quando comparada às amostras de granito analisadas por Craveiro (2011), que são todas isótropas, a amostra 1-43 revela padrão semelhante, mas o da amostra 3-43 é visivelmente divergente.

O padrão de elementos traços normalizados pelo condrito de Thompson (1982) mostra comportamento similar nas duas amostras (**Figura 36**), tanto em relação a elementos incompatíveis como Ba, Rb, Th e K, como compatíveis (Zr, Hf, Y, Tm e Yb), sendo amostra foliada mais enriquecida. Mostram-se também igualmente empobrecidas em P e Ti.

É na amostra foliada que são registrados os mais elevados teores de Cu, Co, Au, Sn, Zn, Pb, Mo e Ni. Esses metais (com exceção do Ni) estão relacionados à precipitação dos sulfetos que, assim, parece ter sido contemporânea à deformação, atestando a mobilidade desses elementos durante a alteração potássica.



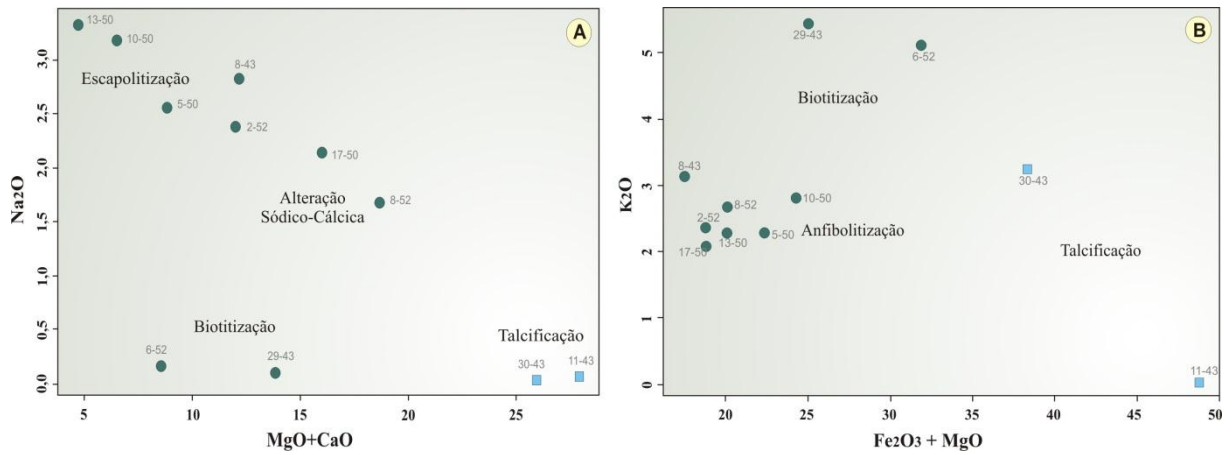
**Figura 36.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos granitoides do depósito Visconde, normalizados ao condrito de Thompson (1982).

## 7.2 GABROS E DIORITOS

Em que pese a alteração hidrotermal, as composições das amostras 8-43, 29-43, 6-50, 10-50, 13-50, 17-50, 2-52, 6-52 e 8-52 são, de modo geral, ainda compatíveis com rochas ígneas máficas, notadamente os teores de  $\text{SiO}_2$  (43,69 a 56,44%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9,36 a 14,66%). Maiores inconsistências são verificadas nos teores de  $\text{K}_2\text{O}$  (2,09 a 5,46%) e em alguns de  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,11 a 3,34%),  $\text{CaO}$  (0,57 a 9,27%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (10,67 a 25,37%) e  $\text{MgO}$  (2,41 a 13,3%).

As amostras que contêm talco (30-43 e 11-43) apresentam composição bem diferente, com teores de  $\text{SiO}_2$  (32,35 e 45,22%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , (0,84 e 5,42%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,63 e 21%),  $\text{MgO}$  (25,78 e 27,77%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (0,05 e 3,22%), além dos baixíssimos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , que poderiam sugerir protólitos ultramáfico (LE MAITRE, 1967).

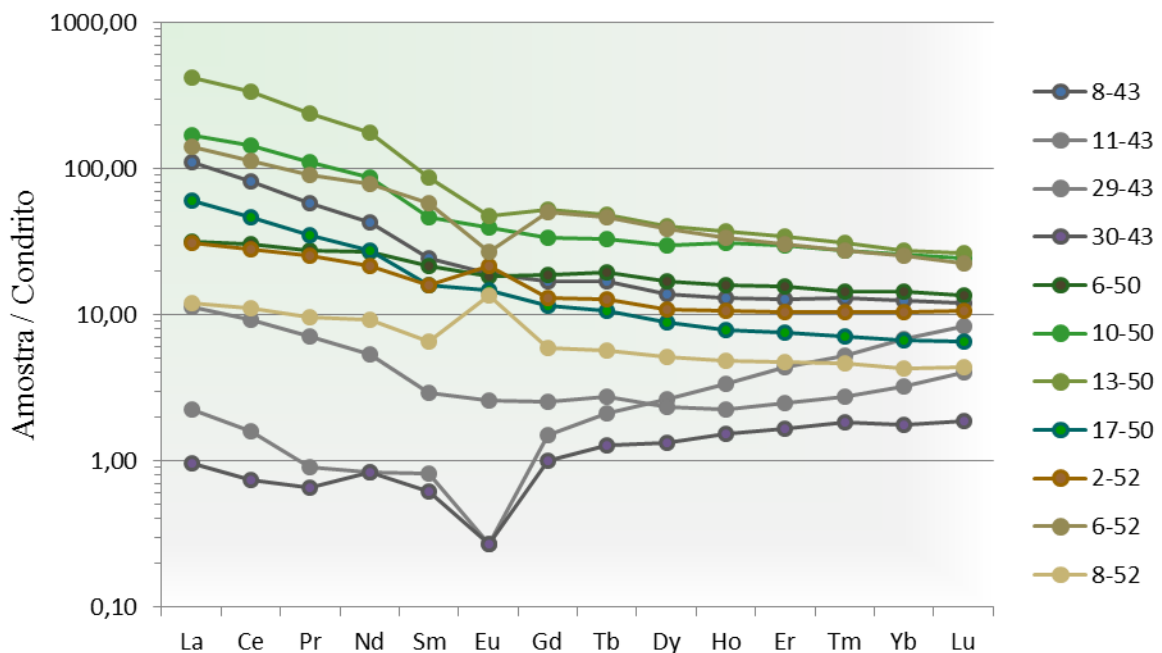
Nas amostras de caráter aparentemente máfico, a razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  varia de 0,02 a 1,46, os maiores valores relacionados às amostras escapolitizadas e os menores às biotitizadas. Baixos teores de  $\text{CaO}$  decorrem da presença de plagioclásio descalcificado ou de sua substituição por escapolita sódica, enquanto que altos teores são devidos às expressivas quantidades de actinolita, epidoto e calcita. Comumente, os teores de  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  mantêm relação simpatética por conta da abundante formação do anfibólio.



**Figura 37.** Diagramas de variação composicional, indicando as tendências de alteração hidrotermal apresentados pelos litotipos.

Os conteúdos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  refletem essencialmente a quantidade de magnetita presente e mostram correlação positiva com os de  $\text{TiO}_2$ , em grande parte proveniente da ilmenita, indicando que os fluidos hidrotermais foram capazes de transportar Ti.

#### ETR - Rochas máficas e ultramáficas



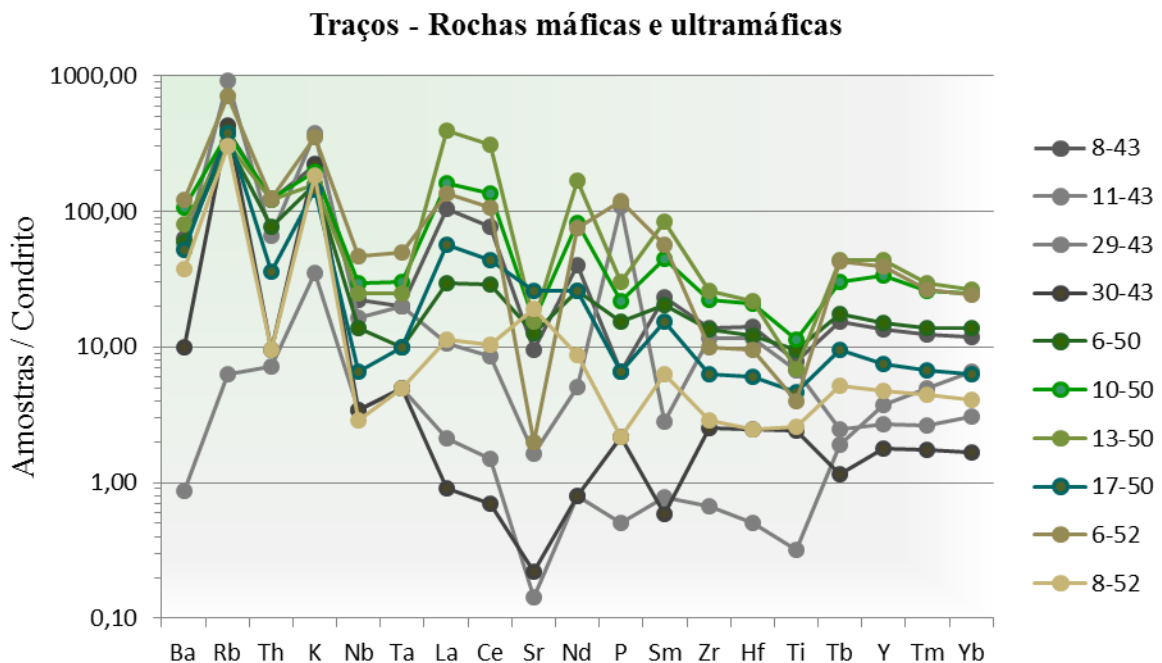
**Figura 38.** Padrão de distribuição dos ETR de gabros/dioritos e rocha rica em talco do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984). 11-43= rocha foliada rica em talco e magnetita; 30/43= rocha rica em talco; Outras notações= rochas gabroicas/dioríticas.

Na **figura 37** estão representadas as amostras “máfico-ultramáficas”, cuja distribuição define os tipos predominantes de alteração a que foram submetidas, confirmando as observações petrográficas. As variações mais evidentes são relacionadas aos  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,

CaO, MgO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, que expressam a predominância de biotitização, escapolitização e anfibolitização. Duas amostras, mostram-se fortemente foliadas e biotitizadas, o que é expresso pelos altos teores de K<sub>2</sub>O, MgO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e muito baixos teores de Na<sub>2</sub>O e CaO.

A distribuição dos ETR normalizados pelo condrito (**Figura 38**) revela moderado a alto fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, indicado pelos valores de (La/Yb)<sub>N</sub> que variam de 2,17 a 15,09. Os valores da anomalia de Eu variam de positivas a negativas (2,19 a 0,50).

As duas amostras ricas em talco exibem, diferentemente, muito fraco fracionamento entre os ETRL e ETRP [(La/Yb)<sub>N</sub> = 0,33 e 0,55] e fortes anomalias negativas de Eu (0,24 e 0,35).



**Figura 39.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos gabros/dioritos e amostras ricas em talco (11-43 e 30-43) do depósito Visconde, normalizados ao condrito (THOMPSON, 1982).

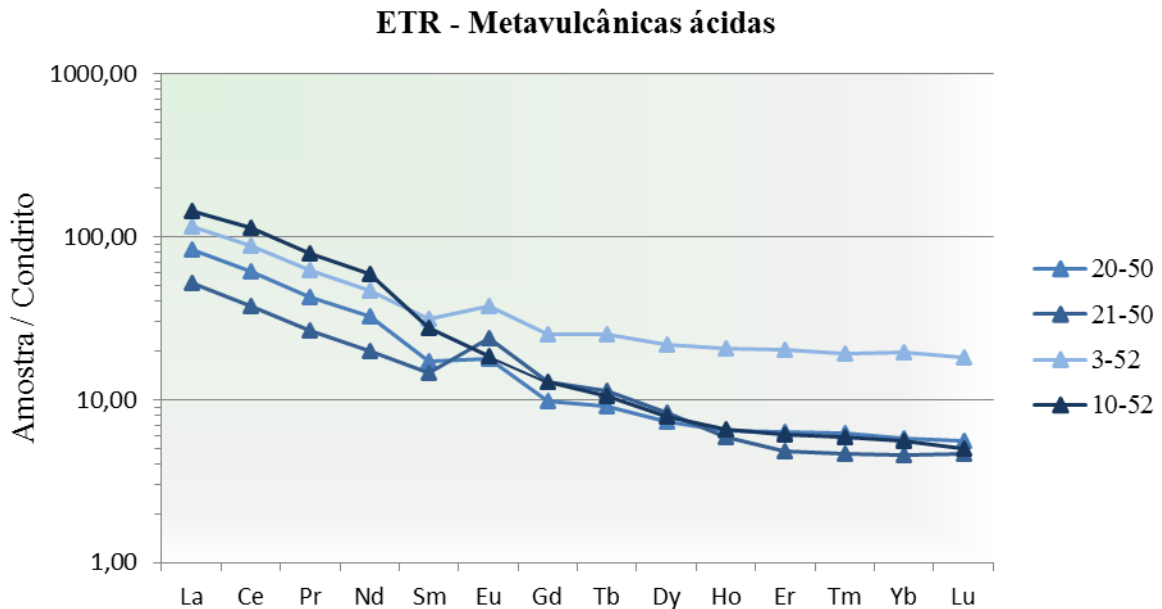
Em relação aos elementos traços (**Figura 39**) é perceptível, quando normalizados ao condrito, enriquecimento em Rb, K e Y, e empobrecimento em Nb, Ta, Sr, Zr, Hf e Ti. Os teores de P são muito variáveis, com amostras tanto enriquecidas, quanto empobrecidas neste elemento. Ni, Co e Cr mostram comportamento semelhante, havendo um aumento simultâneo nos teores desses elementos.

As amostras ricas em MgO, ao contrário, são empobrecidas em todos os elementos traços citados, salvo o Y. Exibem, também, altos teores de Ni, e os maiores teores de Cr, além de baixos teores de Co.

### 7.3 ROCHAS METAVULCÂNICAS ÁCIDAS

Considerando as fracas evidências de silicificação e a baixa mobilidade do Al no ambiente hidrotermal, é bem possível que os teores de SiO<sub>2</sub> (65,97 a 69,63%) e de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,72 a 15,91%) não tenham se afastado tanto dos valores originais e, assim, poderem ser as rochas identificadas como dacitos (LE MAITRE, 1967).

A variação nos teores de CaO (0,80 a 2,30%) se deve especialmente à presença de epidoto, actinolita e calcita, além de algum plagioclásio reliquiar. As proporções de MgO pouco mudam (1,61 a 1,69%) e são essencialmente devidas às quantidades de actinolita ou clorita.



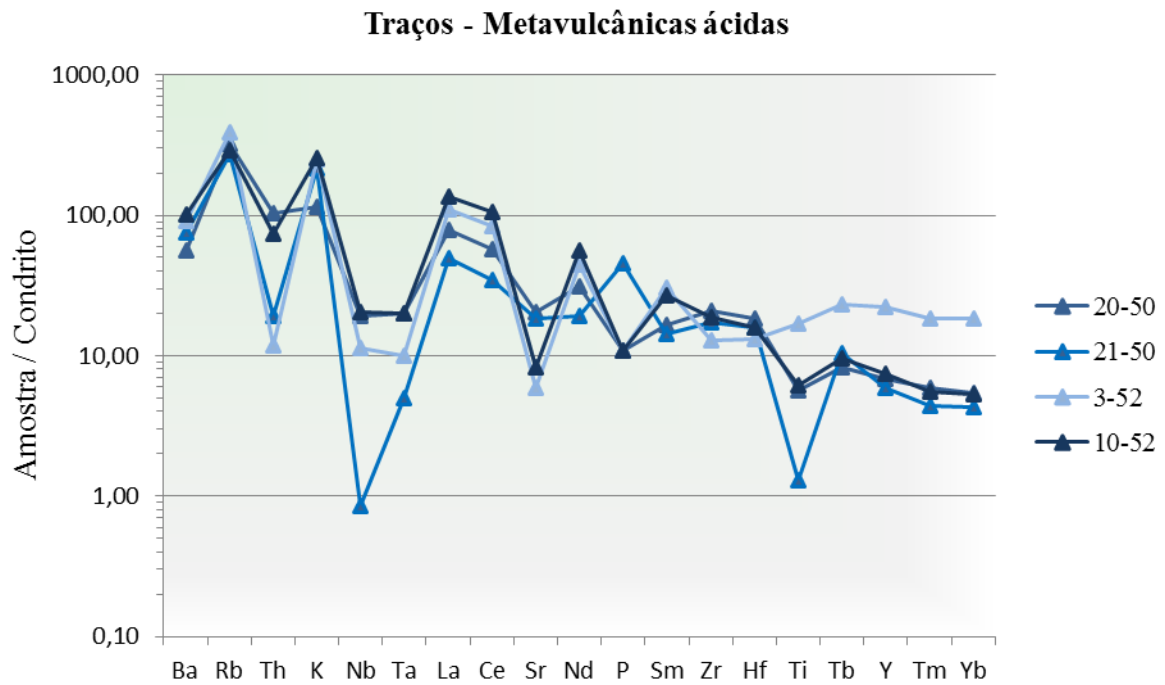
**Figura 40.** Padrão de distribuição dos ETR das rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde, normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984).

Os teores de Na<sub>2</sub>O são bastante constantes (2,66 a 2,92%), sendo o plagioclásio a principal fonte, porém uma amostra registra 5,36% em decorrência de ter sido albitizada. Feldspato potássico, biotita e muscovita respondem pelos conteúdos de K<sub>2</sub>O (1,68 a 3,58%), particularmente o primeiro, haja vista ter sido a biotitização pouco expressiva nas amostras estudadas. A razão Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O varia de 0,74 a 3,19.

O padrão de distribuição dos ETR (**Figura 40**) mostra, em geral, alto fracionamento entre os ETRL e ETRP, expresso por valores de La/Yb<sub>N</sub> de 11,5 a 25,87. As anomalias de európio variam entre 0,97 e 1,73.

A distribuição dos elementos traços (**Figura 41**) indica enriquecimento de todas as amostras em K e Rb, e empobrecimento em Th, Sr e Ti. Os teores de P não seguem um

padrão. É notável que uma amostra apresenta-se enriquecida em elementos incompatíveis, à semelhança das amostras foliadas (tanto graníticas como máfico-ultramáficas), sem, no entanto, elevação nos teores de Zr.



**Figura 41.** Padrão de distribuição dos elementos traços dos gabros/dioritos e amostras ricas em talco (11-43 e 30-43) do depósito Visconde, normalizados ao condrito (THOMPSON, 1982).

## 8 DISCUSSÕES

---

### 8.1 PRINCIPAIS LITOTIPOS

Apesar da falta de dados geocronológicos e da dificuldade em se estabelecer relações de contato entre os vários litotipos, constatam-se evidências de pelo menos dois eventos geológicos na formação da área do Visconde, com registros de atividade magmática, deformação por cisalhamento e intenso hidrotermalismo. Algumas considerações acerca da origem e natureza das rochas encontradas na área são feitas abaixo.

O evento mais antigo está relacionado à geração de rochas vulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas, as duas últimas variedades de ocorrência bem mais subordinada. Hoje essas rochas encontram-se metamorfasadas como bem demonstram sua textura poligonal e estrutura foliada, localmente bandada, notadamente das rochas vulcânicas félsicas. O metamorfismo atingiu condições da fácies xisto verde a anfíbolito baixo, o que não é observado nos outros litotipos, os quais, no entanto, se acham comparativamente bem mais milonitizados. Muito possivelmente aquelas rochas são correlacionáveis às do Supergrupo Itacaiúnas. Pinheiro (1997) assinala a presença do Grupo Grão Pará na região em que se localiza o depósito Visconde, mas apenas enfatiza a ocorrência das rochas vulcânicas máficas, sem nada comentar sobre o magmatismo bimodal que caracteriza esta unidade litoestratigráfica. Para Bizzi *et al.* (2003), as rochas metavulcânicas félsicas mostram mais semelhanças com as do Grupo Igarapé Salobo, embora nenhum trabalho registre este grupo na região de Sossego. De todo modo, especula-se que as rochas metavulcânicas félsicas do depósito Visconde tenham idades em torno de 2,76 Ga (idade daqueles grupos).

As variedades máficas, particularmente as de caráter amigdaloidal, exibem características similares às das rochas máficas descritas no Grupo Grão Pará, como amígdalas recristalizadas e feições metamórficas pouco evidentes.

Corpos de rochas ultramáficas serpentinizadas ocorrem apenas localmente, mas, rochas ricas em talco, em geral sem serpentina são comuns, tornando a ocorrência de rochas ultramáficas dentro da área mais significativa. Elas podem representar porções do

embasamento, previamente serpentinizadas, que foram transportadas durante a ascensão do magma que deu origem às rochas vulcânicas félsicas.

A sequência dominada pelas rochas metavulcânicas félsicas alojou os corpos granitoides e máficos do segundo evento, cujo magmatismo foi, assim, também de caráter bimodal. Os granitoides apresentam abundante albita com textura tabuleiro de xadrez, o que implica a presença pretérita de K-feldspato. As proporções modais permitem inferir tratar-se de protólitos sienos a monzograníticos e, devido à abundância de escapolita em substituição ao plagioclásio, até mesmo de granodioritos. É possível que pertençam ao mesmo evento magmático de 2,75 e 2,74 Ga que gerou os corpos granitoides Planalto, Serra do Rabo, Cristalino, bem como a Suíte Plaquê.

As rochas máficas foram assim consideradas haja vista os baixos teores ou ausência de quartzo, ausência de feldspato potássico e abundância de anfibólio magnésiano. Este anfibólio, também rico em Ca e Na (Mg-hornblenda-hastingsita), deve ter se formado a partir da substituição do piroxênio e/ou anfibólio primário. Essas rochas foram tentativamente classificadas de gabros a quartzo-dioritos. Os diques dioríticos representam corpos com composição mineralógica semelhante à dos gabros/quartzo dioritos, visto que exibem o mesmo tipo de alteração. O fato de cortarem os gabros/quartzo dioritos implica idades mais jovens. É possível que as rochas gabroicas e os diques dioríticos tenham se formado a partir de uma mesma fonte, representando os últimos pulsos mais tardios.

O ambiente de colocação desses corpos favoreceu o desenvolvimento de um sistema hidrotermal, cujos produtos, predominantemente minerais sódico-cálcicos, são encontrados tanto nas rochas do primeiro como do segundo evento.

Após o segundo evento magmático bimodal, a área foi afetada por cisalhamento e por intensa circulação de fluidos hidrotermais que culminou com a principal mineralização das rochas. A similaridade dos padrões de distribuição dos ETR nos vários litotipos é indicativa de que o processo hidrotermal se deu sob alta razão fluido/rocha, nos quais todo K-feldspato foi convertido em albita (nos granitoides) e todo piroxênio em anfibólio (nas rochas gabroicas). O cisalhamento dúctil, além de gerar estruturas deformacionais, como foliação milonítica e bandamento composicional, deve ter contribuído para manter o fluxo dos fluidos.

Corpos de dacitos ocorrem em menores proporções que os granitoides e rochas máficas. São comumente descritos como variação das rochas metavulcânicas félsicas, mas diferenciam-se pela textura porfirítica e ausência de feições metamórficas, indicando que são rochas mais jovens. A ausência de determinadas fases de alteração indicam que essas rochas provavelmente se formaram posteriormente.

Após a sucumbência do sistema hidrotermal relacionado às zonas de cisalhamento, a área ainda foi afetada por magmatismo de natureza félsica representada por um corpo de sienogranito e diques ácidos, os quais não se mostram alterados ou deformados. Os diques ácidos (dacíticos) apresentam certa similaridade com os dacitos anteriormente citados, mas são posteriores à alteração hidrotermal. Isso implica que magmatismo dacítico na área se deu em pelo menos dois pulsos diferentes. Já o sienogranito mostra características petrográficas similares aos diversos granitos paleoproterozóicos, de 1,88Ga, pertencentes à Suíte Serra dos Carajás (tais como os corpos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Musa, Jamon, Jovem Salobo, etc.).

## 8.2 ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO

Alteração hidrotermal é um conjunto de processos metassomáticos que envolvem transformações texturais, mineralógicas e químicas, resultantes da interação entre fluidos aquosos quentes e as rochas através das quais eles circulam e com as quais eles estão em desequilíbrio. Os fluidos, em geral, encontram-se no estado supercrítico e, em maiores profundidades, migram a baixos fluxos, enquanto que em níveis crustais mais rasos os fluxos são maiores devido à abundância de espaços abertos representados, sobretudo, por fraturas e poros interconectados. A alteração geralmente é acompanhada de mineralização, indicando que se trata de processos interdependentes.

Os principais fatores que controlam o tipo e a intensidade da alteração hidrotermal são: a) a natureza da rocha; b) a composição do fluido, notadamente a concentração do íon hidrogênio ( $H^+$ ); c) a razão entre o fluido e a rocha; d) e as condições de temperatura e pressão do ambiente em que a alteração ocorre. Já o regime tectônico é decisivo na determinação do estilo de ocorrência dos minerais.

Os tipos mais comuns de alteração hidrotermal são o metassomatismo alcalino (sódico e potássico), propilitização e alteração fílica (sericítica), argílica e argílica avançada. Eles se desenvolvem por meio das reações de hidrólise, troca iônica, hidratação/desidratação, oxidação/redução, dentre outras.

Os estudos no depósito Visconde permitiram estabelecer a sequência temporal dos principais tipos de alteração que lá foram identificados (abaixo descritos) bem como um ensaio simplificado sobre a evolução do sistema com base em dados paragenéticos (**Figura 35**).

### 8.2.1 Alteração Sódica

A alteração sódica representa o estágio inicial do evento hidrotermal e é reconhecida em todos os litotipos de provável idade arqueana. Nos granitoides, é representada pela albitização do K-feldspato primário e, subordinadamente, pela escapolitização. Esta última representa o processo de maior expressão nas rochas máficas e metavulcânicas ácidas. A ação de fluidos hidrotermais certamente ricos em  $\text{Na}^+$  provocou intensa substituição de minerais primários e a descalcificação do plagioclásio. Nos granitoides, em especial, parte do cálcio foi reprecipitada na forma de epidoto ( $2 \text{ andesina} + 2 \text{ quartzo} + \text{H}_2\text{O} + \text{Na}^+ \rightarrow \text{clinozoisita} + 3 \text{ albita} + \text{H}^+$ ; HOLT & WINSTON, 1967), quase sempre associado a finos cristais de calcopirita, também precipitados precocemente. Em paralelo, ocorreu a descalcificação do plagioclásio, evidenciada pelos altos valores  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  nos granitos (7,37 e 6,03). Nos gabros, o anfibólio pode ter se tornado mais sódico (Mg-hornblenda-hastingsita). As poucas evidências de texturas de preenchimento dão indicações de que esse estágio ocorreu em maiores profundidades.

Geoquimicamente, esse tipo de alteração é caracterizado por altos teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e baixos de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Sr}$ , bem apresentadas em amostras de granitoide isótopo ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,7$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} = 7,37$ ) e metavulcânicas félsicas ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,19$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} = 2,37$ ). O padrão semelhante de fracionamento dos ETR (**Figuras 35, 38, 40**) também indica a entrada de ERTL (mais incompatíveis), bem como a homogeneização das anomalias de  $\text{Eu}^*$ . Mesmo nos granitoides, em que são típicas, essas anomalias não são mais evidentes.

Segundo Pollard (1983) o processo de albitização ocorre em temperaturas entre 400 e 600°C. Similarmente, a formação de escapolita marialítica requer fluidos muito salinos e com alta atividade do íon  $\text{Cl}^-$  além de temperaturas de pelo menos 400-500°C (ORVILLE, 1975; JIANG *et al.*, 1994; VANKO & BISHOP, 1982).

Os fluidos tornaram-se, então, progressivamente empobrecidos em Na e, em consequência, enriquecidos relativamente em K e Ca, favorecendo a formação de uma associação mineral de natureza sódico-cálcica, que incluiu turmalina, epidoto e actinolita (actinolitização I), sem, contudo, deixar de precipitar albita e escapolita. A ausência de minerais potássicos nessa fase deve refletir a ainda elevada razão  $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$  dos fluidos. Apesar de liberado de minerais primários, o Ca parece ter sido em boa parte preservado na rocha alterada via a formação de actinolita. Devido aos maiores conteúdos de Ca nos gabros/dioritos, é neles que se concentraram os corpos/agregados de actinolita (actinolititos), que, por sinal, não ocorrem nos demais litotipos. O zoneamento de cristais de anfibólio

hidrotermal deve indicar variações na composição do fluido.

É muito provável que os fluidos responsáveis pelo metassomatismo sódico tenham também sido ricos em Fe (WILLIAMS, 1994; FRIETSCH *et al.*, 1997), o que levou à geração de magnetita, em abundância localmente (magnetititos). Isto se deduz da comum associação deste óxido com minerais sódicos, ainda que precipitado mais tardiamente.

A origem de fluidos altamente salinos é controversa. Alguns autores (ex. HOLT & WINSTON, 1967) os atribuem a fontes magmáticas, enquanto outros (SERDYUCHENKO, 1975; MORA & VALLEY, 1989; BARTON & JOHNSON, 1996) os creditam à dissolução de rochas evaporíticas. A presença de turmalina não favorece particularmente nenhuma das hipóteses, porém no depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia dados isotópicos de B sustentam ter havido interação dos fluidos com evaporitos (XAVIER *et al.*, 2008). No depósito do Sossego, os mesmos autores obtiveram indicações de mistura de fluido derivados de intrusivas félsicas, rochas encaixantes vulcânicas e evaporitos (XAVIER *et al.*, 2008).

### 8.2.2 Alteração Potássica

A alteração potássica se desenvolveu após a alteração sódica e é representada pela biotitização (dominante) e pela K-feldspatização.

A **biotitização** ou **alteração potássica I** marca o estágio inicial da alteração potássica, quando houve precipitação de grandes quantidades de biotita (magnésiana e rica em Cl), mesmo nas rochas máficas, favorecida que foi pela intensa circulação de fluidos através de zonas de cisalhamento em regime dúctil reativadas ou não. As rochas resultantes apresentam elevados conteúdos de K<sub>2</sub>O, MgO e de elementos traços incompatíveis, como Ba e Rb.

Nessa etapa ocorreu a precipitação de pequena quantidade de sulfetos, essencialmente calcopirita, pirita, molibdenita e pentlandita (esta última apenas encontrada nas rochas máficas), os quais são visíveis nas porções milonitizadas e ocorrem como cristais subédricos a anédricos, alongados, acompanhando o fluxo deformacional.

A **alteração potássica II** ou **feldspatização potássica** é caracterizada pela formação de cristais de microclina hidrotermal nos granitos e rochas metavulcânicas ácidas. Aparentemente, teve lugar antes da mineralização principal.

A formação inicialmente de biotita, ao invés de K-feldspato, deve estar relacionada ao potencial de oxidação do sistema, já que esta mica se estabiliza sob condições mais redutoras (SKIRROW, 2004). Além do mais, é possível que a natureza da rocha tenha influenciado na fase hidrotermal formada, já que apenas nos granitos e rochas metavulcânicas félsicas (predominantemente) se formam K-feldspato, enquanto que a biotitização é destacadamente

mais intensa nos gabros/dioritos. Nesse contexto, os altos conteúdos de Fe, Mg e a baixa atividade de sílica no fluido deve ter contribuído para isso (HOLT & WINSTON, 1967). A passagem para a K-feldspatização deve ter ocorrido tanto pelo aumento da  $fO_2$  (SKIRROW, 2004) ou pode ter sido reflexo da natureza da rocha alterada.

A formação de alanita nos estágios tardios da biotitização atesta o enriquecimento do fluido em ETRL. A cristalização de apatita (além da biotita) rica em Cl, por sua vez, corrobora as altas atividades do íon  $Cl^-$  nos fluidos.

O cisalhamento também afetou os corpos de rochas serpentinizadas, resultando na formação de talco e magnesita nessas rochas. Segundo Pirajno (2009), isso é possível a partir da reação da serpentina com  $CO_2$ , ( $serpentina + CO_2 \rightarrow talco + magnesita + H_2O$ ), o que levanta a hipótese da circulação de fluidos aquo-carbônicos. Além do mais, a pequena quantidade de biotita formada junto com o talco pode indicar um empobrecimento de K no fluido, ou refletir o baixo teor de Al nessas rochas.

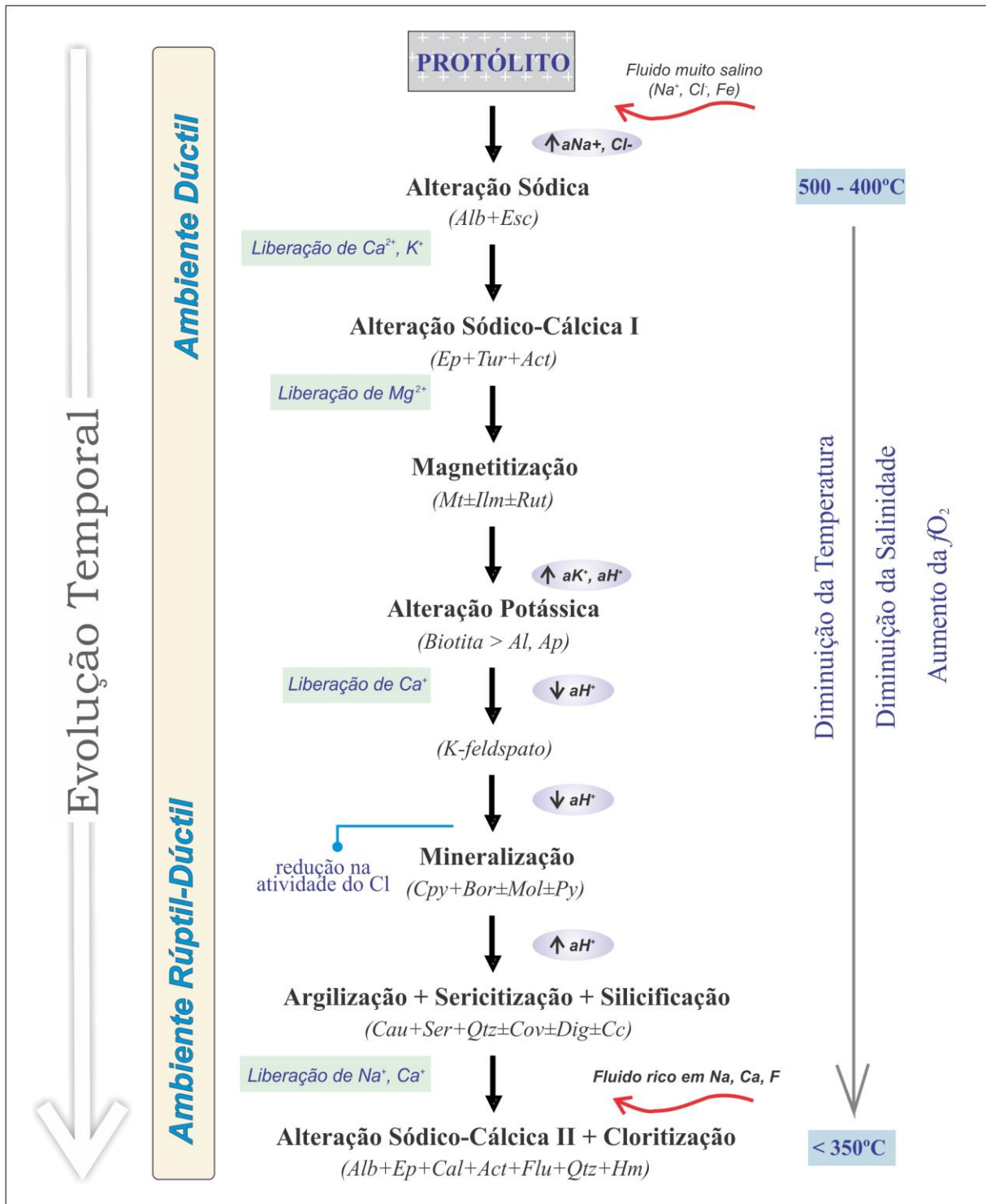
### 8.2.3 Mineralização

As zonas mineralizadas no depósito Visconde foram geradas pela precipitação de grande quantidade de sulfetos (calcopirita, e em seguida calcopirita + bornita), a qual sucede a formação da apatita e alanita como bem demonstram as relações temporais entre seus cristais. Os corpos de minério se formaram na transição do regime dúctil para o rúptil-dúctil, após intensa biotitização das rochas. Assim, o início da precipitação de sulfetos provavelmente se deu por uma série de fatores, dentre os quais, a) a redução drástica da atividade de  $H^+$ , consumido para a produção de biotita; b) a redução na temperatura; c) a redução na salinidade do fluido, decorrente da entrada de fluidos menos salinos (diluição). No depósito Sossego, dados isotópicos indicaram a mistura com águas meteóricas como importante mecanismo na formação dos corpos sulfetados (MONTEIRO *et al.*, 2008a), o que pode ter ocorrido também na área do Visconde.

### 8.2.4 Sericitização, silicificação e argilização

Após a alteração potássica e a mineralização, ocorreu moderada argilização e sericitização dos feldspatos e micas, concomitantemente à silicificação de certas zonas, tendo o quartzo preenchido fraturas e localmente espaços vazios de brechas. O pH do fluido voltou a diminuir em parte como resultado da sulfetação ( $MeCl_2^0 + H_2S \rightarrow MeS + 2Cl^- + 2H^+$ ; Me = metal divalente) permitindo que essas alterações se processassem. Alguma calcopirita foi

também alterada para covelita, calcocita e digenita, talvez já sob influência de águas mais superficiais.



**Figura 42.** Evolução temporal do depósito Visconde em termos dos diferentes estágios de alteração hidrotermal e indicação do regime tectônico e condições termais, estas inferidas a partir de dados de estabilidade mineral. As setas vermelhas indicam a entrada de fluidos no sistema e as pretas, a evolução principal.

### 8.2.5 Alteração Sódico-Cálcica II e Cloritização

Estes tipos de alteração são predominantemente de caráter fissural e marcam bem o estágio rúptil de deformação atuante na região, diferenciando-os das alterações precoces. Formaram-se veios e vênulas, bem como brechas com matriz carbonática. As associações minerais incluem (especialmente nos veios) albita, epidoto, quartzo, calcita, actinolita e clorita, compatíveis com a fácies xisto verde, do que se infere temperaturas de até 350°C (LAIRD, 1988). É possível que tenha havido participação de outro fluido, aportando ao sistema quantidades adicionais de Na e Ca, e, possivelmente de natureza aquo-carbônica. Outros minerais registrados nesse estágio são fluorita, calcopirita, bornita e, posteriormente, hematita, esta última indicando condições mais oxidantes. A precipitação tardia de sulfetos, em veios ou brechas, posteriores à carbonatação, deve ter sido motivada pelo aumento do pH, resultante da precipitação de calcita.

Nos estágios finais, prevalece a associação albita + quartzo + calcita + clorita (sem epidoto e actinolita), o que deve refletir queda da temperatura do sistema hidrotermal.

### 8.3 COMPARAÇÕES COM O DEPÓSITO DE SOSSEGO

O depósito do Sossego, de propriedade da Mineradora VALE, constitui o primeiro depósito cupro-aurífero a ser explorado na Província Mineral de Carajás. Localiza-se ao sul da Serra dos Carajás e a 45 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás, e a cerca de 15 km a W do depósito Visconde (figuras 01 e 03), ambos inseridos no mesmo contexto geológico.

Os principais corpos de minério do depósito Sossego são Sequeirinho, Sossego, Pista, Curral e Baiano, os quais estão hospedados em granitoides associados a rochas máficas. Esses corpos formam dois grupos maiores, Pista–Sequeirinho–Baiano e Sossego–Curral, que se acham separados por falha e cada grupo apresenta distintos tipos de alteração. Os maiores são os corpos Sequeirinho e Sossego, os quais correspondem a, respectivamente, em torno de 85% e 15% das reservas do depósito (ROSA, 2007).

O corpo do Sossego tem forma irregular e está hospedado em rochas granofíricas, enquanto o corpo Sequeirinho apresenta forma alongada está hospedado em rochas máficas e metavulcânicas félsicas, e granitos. Ambos os corpos de minério ocorrem próximo a zonas de falhas, nas quais ocorre abundante biotita hidrotermal. Os controles litológico (corpos de

rocha gabróica/diorítica) e estrutural (zonas de cisalhamento) desenvolveram importante papel na formação desses corpos (MORAIS & ALKMIM, 2005; VILLAS *et al.*, 2005).

Segundo Monteiro *et al.* (2008a), nos corpos Sequeirinho, Baiano e Pista a alteração se iniciou com metassomatismo sódico (albita–hematita, além de turmalina e escapolita), fortemente controlado por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil regionais. Esse metassomatismo foi ubíquo, mas também ocorre seletivamente na forma de veios. Posteriormente, se desenvolveu um estágio sódico-cálcico (actinolita-albita-calcita-titanita-quartzo-epidoto-allanita-thorianita), bem marcado nos gabros/dioritos, e relacionado com a formação dos corpos maciços de magnetita e apatita, circundados por zonas ricas em actinolita (denominada de actinolititos). Esses minerais ocorrem predominantemente em planos de fraturas e, menos comumente, em planos de foliação das rochas deformadas. Sobreveio, a seguir, uma alteração potássica, a qual é caracterizada pelas associações feldspato potássico + Cl-biotita + quartzo + magnetita  $\pm$  alanita  $\pm$  calcopirita, bem desenvolvida apenas no corpo Pista, e biotita + turmalina + escapolita  $\pm$  hastingsita, esta última também encontrada no corpo Sequeirinho. A cloritização finalizou o processo hidrotermal.

Nos corpos Sossego e Curral, as alterações sódica e sódico-cálcica foram fracamente desenvolvidas, sendo representadas por apenas poucas vênulas de albita, associadas aos estágios iniciais do metassomatismo sódico, e por raros clastos de actinolita-albita-magnetita-apatita, ligados à alteração sódico-cálcica e localmente em brechas mineralizadas. Em contraposição, a alteração potássica foi bastante intensa e caracterizada por Cl-biotita + feldspato potássico  $\pm$  magnetita. Em geral, a biotitização foi ubíqua, enquanto que K-feldspato ocorre principalmente em veios. Alteração clorítica (clorita + calcita + titanita  $\pm$  quartzo) é registrada em halos externos nesses corpos. A associação sericita + hematita + quartzo, típica de alteração hidrolítica e das partes mais rasas de sistemas IOCG, também foram reconhecidas e atribuídas ao estágio final de alteração.

A mineralização se deu com a formação das brechas hidrotermais, em condições rúpteis e nos estágios tardios de alteração hidrotermal. Essas brechas, no corpo Sequeirinho, são formadas por fragmentos de actinolitititos, envoltos em uma matriz de calcopirita, enquanto que no corpo Sossego fragmentos de rocha hidrotermalizada são envolvidos por magnetita e imersos em matriz com calcopirita, calcita, quartzo, clorita, epidoto e apatita. O minério é caracterizado por calcopirita, pirita (com elevados conteúdos de Au, Se, As, Ni, Co e Pd), ouro (com 10,8 a 14,9% de Ag), siegenita, millerita, hessita, Pd-melonita, esfalerita, galena e cassiterita (MONTEIRO *et al.*, 2004; 2008a).

Muitas dessas características são reconhecidas, como já visto, no depósito Visconde, o que o torna muito similar ao depósito Sossego. Em ambos, os diferentes estágios de alteração hidrotermal foram fortemente controlados pelo cisalhamento regional e a mineralização ocorreu sob regime rúptil e nas fases finais da evolução do sistema hidrotermal. Os litotipos são essencialmente os mesmos, sendo que as rochas granitoides pareceram mais reativas ao metassomatismo sódico, enquanto que as máficas, aos sódico-cálcico e potássico, o que também se constata no depósito Visconde. Isso foi determinante no tipo de alteração que predominou em cada corpo e, no depósito Sossego, também foi decisivo para a maior mineralização em determinados corpos.

Por outro lado, pequenas diferenças ocorrem do Sossego para o Visconde, como: a) menor quantidade e menores dimensões dos corpos de magnetititos e actinolititos; b) pouca variação entre os minerais de minério; c) os corpos de apatita não mostram relação com os magnetititos e sim com as brechas sulfetadas; e d) a carbonatação é mais evidente após o principal estágio de mineralização, enquanto que no Sossego é anterior e simultânea.

## 9 CONCLUSÕES

---

Os estudos realizados permitiram adiantar as seguintes conclusões sobre o depósito cupro-aurífero Visconde:

- O minério é hospedado predominantemente por rochas metavulcânicas félsicas, granitoides (sienogranitos a granodioritos) e gabros/dioritos, e, subordinadamente, por dacitos, rochas vulcânicas máficas e ultramáficas. As rochas metavulcânicas félsicas e ultramáficas mostram evidências de terem sido metamorfasadas, provavelmente em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo. As demais rochas, no geral, são isótropas, com zonas foliadas, devido a cisalhamento. Ocorrem, ainda, rochas não alteradas (diques dacíticos e um corpo de sienogranito) na área de estudo, posteriores ao hidrotermalismo, e de importância secundária aos objetivos do estudo realizado.
- A mineralização foi acompanhada de intenso grau de alteração hidrotermal das rochas e, por esse motivo, os dados geoquímicos não foram conclusivos com relação à classificação dos litotipos ou de seus prováveis ambientes tectônicos. No entanto, as poucas relações de contato observadas sugerem que as rochas metavulcânicas félsicas e rochas vulcânicas máficas amigdaloidais e ultramáficas sejam mais antigas, relacionadas a um primeiro magmatismo bimodal na área e aqui correlacionadas ao Grupo Grão Pará (2,76 Ga). A área registra, ainda, um segundo evento magmático, também de caráter bimodal, representado por corpos de granitos, gabros/dioritos, dacitos e diques máficos.
- A intensa atividade magmática e a posterior formação/reativação de zonas de cisalhamento deve ter favorecido o desenvolvimento de sistemas hidrotermais, responsáveis pela alteração e mineralização.
- Os principais tipos de alteração observados foram albitização, escapolitização, actinolitização, biotitização, sulfetação, carbonatação e cloritização, além de magnetitização, feldspatização potássica, epidotização, silicificação, argilização e sericitização (subordinadas). De forma simplificada, alguns podem ser agrupados e descritos como alteração sódica, sódico-cálcica I, potássica, sódico-cálcica II e cloritização.
- A alteração sódica (albita + escapolita) foi o estágio inicial, a qual afetou de maneira especial os granitoides (albita tabuleiro de xadrez) e rochas gabroicas (escapolita). Esse estágio evoluiu para uma alteração de natureza sódico-cálcica (I), representada pela

associação actinolita + turmalina + epidoto + magnetita. A precipitação de actinolita (localmente formando os actinolititos) restringiu-se aos gabros/dioritos; já os magnetititos, formados mais tardiamente, correspondem a corpos em que a magnetita hidrotermal ultrapassa 50% da composição da rocha. As fases resultantes tanto a alteração sódica quanto da sódico-cálcica ocorrem ubiquamente ou em veios de substituição. À parte, se formaram magnesita, dolomita e talco nas rochas ultramáficas.

- Em seguida, ocorreu a alteração potássica, inicialmente à base de biotita flogopítica ( $\pm$  alanita  $\pm$  apatita). É bastante intensa nos gabros e granitoides, notadamente nas porções cisalhadas. A partir desse estágio se inicia considerável precipitação de sulfetos nas rochas, dominando a paragênese calcopirita + bornita + pirita  $\pm$  pentlandita  $\pm$  molibdenita. A alteração potássica evoluiu para a precipitação de feldspato potássico ( $\pm$  quartzo), especialmente em veios, nos granitoides e rochas metavulcânicas félsicas.
- A mineralização principal ocorreu ao final da biotitização, com a precipitação de grandes volumes de sulfetos, sobretudo nas brechas, o que atesta o caráter já rúptil da deformação. A associação paragenética dessa etapa é representada essencialmente por calcopirita + bornita. A sulfetação continuou até praticamente o fim da alteração hidrotermal e foi marcada pela precipitação de sulfetos em veios de preenchimento.
- Nos estágios pós-mineralização (principal) registram-se silicificação, argilização incipiente e sericitização. Foram seguidas pela alteração sódico-cálcica II (albita + calcita + actinolita + epidoto  $\pm$  quartzo), destacadamente a precipitação de calcita em brechas; e cloritização ( $\pm$  quartzo  $\pm$  titanita).
- A íntima relação entre alguns tipos de alteração e certas rochas demonstra que a composição química do litotipo foi o mais importante fator na definição da paragênese hidrotermal. Em outros casos, a alteração ocorreu sob alta razão fluido/rocha, como bem sugere a homogeneização do padrão dos ETR independentemente da rocha afetada. O regime tectônico foi determinante no modo de ocorrência das paragêneses, que passaram de ubíquo, veios de substituição e concentrados em planos de foliação (estágios iniciais), relacionados ao regime dúctil, para brechas e veios de preenchimento (estágios tardios) em regime rúptil.
- Com base nos produtos hidrotermais identificados e relações temporais entre eles, infere-se um fluido inicial rico em Na e Fe, o qual, ao reagir com o ambiente mineral, tornou-se progressivamente enriquecido em Ca e K, e, posteriormente, em Na e Ca. A associação de sulfetos e óxidos reflete uma assinatura geoquímica caracterizada por Cu-Au-Fe-Mo-Ni,

enquanto minerais de ganga (allanita, turmalina e apatita) evidenciam ainda presença de significativos conteúdos de ETRL, B e P no sistema hidrotermal.

- A presença de escapolita marialítica aponta para altas salinidade e temperatura (600-400°C) do fluido inicial, enquanto a associação calcopirita + magnetita assinala condições relativamente redutoras. Os diversos minerais enriquecidos em Cl (escapolita, biotita, apatita) atestam a alta atividade do íon Cl<sup>-</sup>, nos primeiros estágios de alteração. A evolução do sistema se deu com redução da temperatura (<350°C) e da salinidades dos fluidos, bem como aumento no caráter oxidante (calcopirita + hematita) do ambiente. É possível que a precipitação de grandes volumes de sulfeto tenha sido motivada pelo influxo de águas superficiais, favorecidas pelas brechas. A formação de carbonatos (magnesita, dolomita e calcita) sugere a participação de fluido aquo-carbônico.
- As características do depósito Visconde, no que diz respeito às rochas encaixantes, tipos de alteração e mineralização, bem como o controle tectônico das mesmas, são muito semelhantes às do depósito de Sossego. As principais diferenças incluem a menor quantidade e menores dimensões dos corpos de magnetitito e actinolitito e a pouca variação dos minerais de minério no Visconde, o que não impede de classificá-los como pertencentes à mesma classe de depósitos.

## REFERÊNCIAS

---

- ALMADA, M.C.; VILLAS, R.N. O corpo Acampamento Sul do depósito Bahia: possível exemplo de depósito de sulfetos vulcanogênicos tipo Besshi em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 579-592. 1999.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás; sub-projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z- A Serra dos Carajás – Estado do Pará*, DNPM/CPRM; Brasília, 136p. 1991.
- ARAÚJO, O.L.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7., 1988, Belém. *Anais...* Belém, SBG. p.324-338. 1988.
- AUGUSTO, R.A.; MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; SOUZA FILHO, C.R. Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociência*, v. 38, n. 2, p. 263-277, 2008.
- AVELAR, V.G. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. 1996. 149 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia). Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 1996.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIO, J.R.; MACAMBIRA, E.M.B. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 453-460. 1999.
- BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 7, p. 147-164. 1995.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, v. 343, p. 93-109. 2001.
- BARTON, M.D.; JOHNSON, D.A. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, v. 24, p. 259-262. 1996.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; BEARS, F.J.; DELGADO, I.M.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J.O.S. (Coords.), 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, **CD-ROM**.
- BLEVIN, P.L.; CHAPPEL, B.W. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granitic metallogeny of eastern Australia. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, v. 83, p. 305-316. 1992.

- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; TEIXEIRA, L.M.; OLIVO, G.R.; CUNHA, L.M.; SANTANA, U.M. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos minerais da Amazônia*. [S.l.]: DNPM-FINEP-ADIMB, 2005. p. 335-390.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 63-114. 1984.
- CRAVEIRO, G.S.; VILLAS, R.N.N.; SILVA, A.R.C.; AIRES, B. Caracterização geoquímica e mineralógica das rochas hospedeiras do depósito cupro-aurífero Visconde, Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 45, 2010, Belém, *Resumos*, CD-Rom, 2010.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE JOÃO, X.S. General aspects of the granitogenesis of the CarajásMetalogenicProvince. In: CBPM, ISGAM, 2, Salvador, *Excursion guide*, 1997. p. 135-142.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução*. Gráfica Coimbra LTDA. Coimbra, Portugal. 2000. 727p.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ. 5, 1996, Belém, *Resumos Expandidos...* Belém, SBG, p.376-379. 1996.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração). Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CVRD/SBG, CONGR. BRAS. GEOL., 35, 1988, Belém, *Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo aos anais*, p. 11-59. 1988.
- DREHER, A.M.; XAVIER, R.P. The Igarapé Bahia deposit, Carajás: an Fe oxide (Cu–Au) hydrothermal system evolved in a submarine Archean setting. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA I, 2005, Gramado, *Resumos Expandidos*, SBG, 2005. CD-ROM.
- FRIETSCH, R.; TUISKU, P.; MARTINSSON, O.; PERDAHL, J. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metassomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reveiws*, v.12, p.1-34. 1997.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.B.; VILLAS, R.N. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *J. South Amer. Earth Sciences*, v 25, p.377-397. 2008.
- HOLT, R.; WINSTON, I. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, INC. United States of America. 1967. 670p.
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA M.J.B.; DALL'AGNOL R. Geologia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SBG, SIMP. GEOL. AMAZ., 6, 1999, Manaus, *Anais*, v. 1, p. 463-466. 1999.
- ISHIHARA, S. The granitoides series and mineralization. *Econ. Geol.*, 75<sup>th</sup> Aniversary Volume, p. 458-484, 1991.

JIANG, S.Y.; PALMER, M.R.; XUE, C.J.; LI, Y.H. Halogen-rich scapolite-biotite rocks from the Tongmugou Pb-Zn deposit, Qinling, north-western China: implications for the ore-forming processes. *Mineral. Mag.*, v.58, p.543-552. 1994.

KRYMSKY, R.S.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Resumos...* Belém: PRONEX/SBG. p. 41. 2002.

LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; PIDGEON, R.T. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Abstracts...* Rio de Janeiro. 2000. CD-ROM.

LAIRD, J. Chlorites: metamorphic petrology. In: BAILEY, S.W. (Ed.) Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy*, v.19, p. 405-454, 1988.

LE MAITRE, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, v.257A, n.4, p.589-637.

LIMA, F.D.; PINHEIRO, R.V.L. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J.; MONTEIRO, M.A.S. (Ed.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG. v.2, p.201-224. 2001.

LINDENMAYER, Z.G.; FLEK, A.; GOMES, C.H.; SANTOS, A.B.S.; CARON, R.; PAULA, F.C.; LAUX, J.H.; PIMNETEL, M.M.; SARDINHA, A.S. Caracterização geológica do Alvo estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Ed.) *Caracterização de depósitos minerais em distritos minerais da Amazônia*. DNPM-FINEP-ADIMB, p.157-226, 2005.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.H.; LINDENMAYER, Z.G. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.* v. 49, p. 329-354. 1991.

MARSCHIK, R.; LEVEILLE, R.A. 2001. Iron oxide Cu-Au deposits in South America: Candelária, Chile, and Sossego, Brazil; *Geological Society of America Abstract with Programs*, v. 33, n. 6, p. 2.

MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; CARVALHO, E.R.; HITZMAN, M.W.; JOHNSON, C.A.; SOUZA FILHO, C.R.; TORRESI, I. 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*. v. 43, p. 129-159. 2008a.

MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; SOUZA FILHO, C.R.; TORRESI, I.; PESTILHO, A.L.S.; BORTHOLOTO, D.F.A.; AUGUSTO, R.A.. Alteração hidrotermal em rochas metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás: Padrões de zoneamentos em sistemas óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. Foz do Iguaçu, PR, Resumos... CD-Rom. 2008b.

- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; SOUZA FILHO, C.R.; AUGUSTO, R.A. Aplicação de isótopos estáveis ao estudo dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal associados ao sistema de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SBGq, Congr. Bras. Geol., 8, 2007. Atibaia, *Resumos...CD-Rom*. 2007.
- MORA, C.I.; VALLEY, J.W. Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interaction. *American Mineralogist*, v. 74, p. 712-737. 1989.
- MORAIS, R.P.S.; ALKMIM, F.F. O controle litoestrutural da mineralização de cobredo Depósito Sequeirinho, Canaã dos Carajás, PA. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1, 2005, Gramado, *Resumos expandidos [CD-ROM]*. 2005.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; BRIQUEU, L.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; LEROUGE, C.; MARCOUX, E.; HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralization and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: CONG. BRAS. GEOL., 39., 1996, Salvador. *Resumos expandidos...* Salvador, SBG, v. 7, p. 321-324. 1996.
- NEVES, M.P. *Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás*, 2006.104f. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal doPará, Belém, 2006.
- NIIRANEN, T. *Iron Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt*. 2005. 27f. (Academic Dissertation). University of Helsinki. Publications of the Department of Geology (versão em Pdf). 2005.
- ORVILLE, P.M. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO<sub>3</sub> at 4 kbar and 750°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 1091-1105. 1975.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 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 granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.*, v. 166, p. 159-171. 2000.
- PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc. London*, v. 154, p. 99-103. 1997.
- PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*. v.30, n. 4, p. 597-606.
- PIRAJNO, F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia. 2009.1250p.
- POLLARD, P.J. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxid-copper-gold (IOCG) provinces. *Miner Deposita*, v.41, p.179 – 187, 2006.
- POLLARD, P.J. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metall.* (Sect. B: Appl. Earth Sci.), v. 92, p. 1-9. 1983.

REIS, F.N.; VILLAS, R.N. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 69-86. 2002.

ROSA, A.G.N. *Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do corpo sequeirinho do depósito Cu-Au do Sossego, Região de Carajás*. 2007. 132f. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Pará Instituto de Geociências, Belém. 2007.

ROSE, A.W.; BURT, D.M. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2<sup>nd</sup> Ed., John Wiley & Sons, New York, p. 173-235. 1979.

SERDYUCHENKO, D.P. Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporates. *Lithos*, v. 8, n. 1, p. 1-7, 1975

SKIRROW, R. Iron oxide Cu-Au deposits: An Australian perspective on their unifying characteristics. In: MCPHIE, J.; MCGOLDRICK, P. (eds.) *Dynamic Earth: Past, Present and Future*. Geological Society of Australia, Australian Geological Convention, 17<sup>th</sup>, Hobart, Tasmania, Abstracts, 2004. 121p.

SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C.; SANTOS, M.G.S.; LEAL, E.D.; BARREIRA, C.F. Geologia e mineralizações do Depósito Cu-Au Alemão, Província Mineral de Carajás (PA); In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia, 1999. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, *Proceedings*, p. 144-147. 1999.

SOUZA, F.D.S. *Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. 2007. 195f. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Pará Instituto de Geociências, Belém. 2007.

SOUZA, S.R.B., MACAMBIRA, M.J.B., SCHELLER, J. Novos Dados Geocronológicos para os Granitos Deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): Implicações Estratigráfica In: SBG, Simp. Geo. Amaz., 5, *Extended Abstracts Bulletin*, Belém (PA), p. 380–383. 1996.

TAKAGI, T.; TSUKIMURA, K. Genesis of oxidized and reduced-type granites. *Econ.Geol.*, v. 92, p. 81-86, 1997.

TALLARICO, F.H.B.; FIGUEIREDO, B.R.; GROVES, D.I.; KOSITCIN, N.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R.; REGO, J.L.; Geology and SHRIMP U–Pb Geochronology of the Igarapè Bahia Deposit, Carajás Copper–Gold Belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*, v. 100, p. 7–28. 2005.

TALLARICO, F.H.B.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; FIGUEIREDO, B.R.; CARVALHO, J.B.; REGO, J.L. & NUNES, A. R. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 39, p.68-86. 2004.

THOMPSON, R.N. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, n. 18, p. 49-107. 1982.

TEIXEIRA, N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. 1999, 508f. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1999.

TRENDALL, A.F.; BASEI, M.A.S.; LAETER, J.R.; NELSON, D.R. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. of South Amer. Earth Sciences*, v. 11, p. 265-277. 1998.

VANKO, D.A.; BISHOP, F.C. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt-Lopolith, N.W. Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 81, p. 277-289. 1982.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Orgs). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328p.

VILLAS, R. N.; LIMA, L.F.O.; NEVES, M.P.; LAMARÃO; C.N.; FANTON, J.; MORAIS, R. 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no Depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SIMP. BRAS. METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado, SBG. CD-Rom.

VILLAS, R.N.; NEVES, M.; SOUSA, F.; LIMA, L.; LAMARÃO, C.; XAVIER, R.; FANTON, J.; MORAIS, R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 42., 2004, Araxá. *Resumos...* Araxá, SBG. CD-Rom.

VILLAS, R.N.; SANTOS, M.D. The gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 300-331. 2001.

WILLIAMS, P.J. Iron mobility during synmetamorphic alteration in the Selwyn Range area, NW Queensland: implications for the origin of ironstone-hosted Au-Cu deposits. *Mineralium Deposita*, v. 29, p. 250-260. 1994.

WILLIAMS, P.J.; BARTON, M.D.; JOHNSON, D.A.; FONTBOTÉ, L.; DE HALLER, A.; MARK, G.; OLIVER, N.H.S.; MARSCHIK, R. Iron oxide-copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geol.* 100<sup>th</sup> Anniv. Vol. p. 371-406, 2005.

XAVIER, R.P.; WIEDENBERCK, M.; TRUMBULL, R.B.; DREHER, A.M.; MONTEIRO, L.V.S.; RHEDE, D.; ARAÚJO, C.E.G.; TORRESI, I. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *The Geological Society of America*. v. 36; n. 9; p. 743-746, 2008.

## **ANEXOS**

**ANEXO A: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS ELEMENTOS MAIORES DAS ROCHAS DO DEPÓSITO VISCONDE (GRA= Granitoides; GBA= Gabros/Dioritos; MVA= Rochas Metavulcânica Félsicas.**

Amostra	1-43	3-43	8-43	11-43	29-43	30-43	6-50	10-50	13-50	17-50	20-50	21-50	2-52	3-52	6-52	8-52	10-52
Litotipo	GRA	GRA	GBA	TTX	GBA	TTX	GBA	GBA	GBA	GBA	MVA	MVA	GBA	MVA	GBA	GBA	MVA
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>																	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,44	68,17	54,18	32,35	53,01	45,22	49,63	37,84	56,44	50,68	68,21	65,97	52,61	49,94	43,69	47,75	69,63
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,77	9,94	13,91	0,84	10,26	5,42	12,91	14,66	12,26	14,18	15,91	14,82	13,98	12,20	9,36	14,62	14,72
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,11	0,15	0,82	0,04	0,70	0,25	0,99	1,16	0,72	0,48	0,58	0,14	0,75	1,75	0,42	0,26	0,63
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,55	7,22	10,67	21,00	11,74	12,63	18,24	21,30	17,66	11,60	2,79	3,94	13,93	16,60	25,37	10,70	3,30
<b>FeO<sub>t</sub></b>	3,19	6,50	9,60	18,89	10,56	11,36	16,41	19,16	15,89	10,44	2,51	3,55	12,53	14,94	22,83	9,63	2,97
<b>MnO</b>	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,15	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,09	0,01
<b>MgO</b>	3,05	5,50	6,86	27,77	13,30	25,78	4,14	3,00	2,41	7,19	1,61	1,69	5,00	4,49	6,50	9,41	1,62
<b>CaO</b>	0,70	0,37	5,32	0,14	0,57	0,17	4,78	3,54	2,30	8,79	2,26	2,30	7,01	4,94	2,06	9,27	0,80
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,16	2,23	2,82	0,07	0,11	0,04	2,56	3,18	3,34	2,13	5,36	2,92	2,38	2,02	0,17	1,68	2,66
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,91	3,61	3,14	0,05	5,46	3,22	2,29	2,81	2,29	2,09	1,68	3,10	2,38	3,63	5,13	2,66	3,58
<b>CrO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,14	0,13	0,33	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,07	0,01
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,01	0,08	0,01	0,11	0,03	0,16	0,23	0,32	0,07	0,11	0,49	0,08	0,11	1,25	0,03	0,12

**ANEXO B: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS DAS ROCHAS DO DEPÓSITO VISCONDE  
(GRA= GRANITOIDES; GBA= GABROS/DIORITOS; MVA= ROCHA METAVULCÂNICA FÉLSICAS.**

Amostra	1-43	3-43	8-43	11-43	29-43	30-43	6-50	10-50	13-50	17-50	20-50	21-50	2-52	3-52	6-52	8-52	10-52
Litotipo	GRA	GRA	GBA	TTX	GBA	TTX	GBA	GBA	GBA	GBA	MVA	MVA	GBA	MVA	GBA	GBA	MVA
<b>Elementos traços (em ppm); *Au dado em ppb.</b>																	
<b>Ba</b>	174,00	343,00	439,00	6,00	368,00	69,00	405,00	739,00	553,00	362,00	386,00	518,00	484,00	634,00	832,00	261,00	704,00
<b>Rb</b>	85,50	168,10	137,60	2,20	318,80	150,40	111,90	132,40	110,90	132,90	112,70	95,20	81,00	136,40	249,70	107,20	100,30
<b>Sr</b>	95,00	41,70	112,60	1,70	19,20	2,60	148,30	186,00	183,30	308,20	243,20	215,10	94,60	69,10	23,50	228,00	97,50
<b>Zr</b>	90,80	368,40	94,10	4,60	79,50	17,20	92,20	153,10	176,10	43,20	141,10	117,20	87,80	88,50	68,60	19,60	129,10
<b>Y</b>	11,20	24,60	27,20	7,50	5,40	3,60	30,00	67,10	87,90	15,10	13,60	11,70	21,40	44,00	78,90	9,50	14,90
<b>Nb</b>	12,80	15,70	7,80	1,20	5,70	1,20	4,80	10,30	8,60	2,30	6,70	0,30	4,20	4,00	16,20	1,00	7,10
<b>Ga</b>	16,70	21,80	16,90	12,20	19,70	8,00	19,20	26,90	28,00	18,10	17,70	14,70	16,20	22,00	26,30	12,00	18,20
<b>Th</b>	15,90	45,60	5,10	0,30	2,80	0,40	3,20	5,20	5,10	1,50	4,30	0,80	4,80	0,50	5,20	0,40	3,10
<b>Ni</b>	380,00	764,00	385,00	703,00	563,00	1114,00	151,00	452,00	312,00	112,00	99,00	95,00	124,00	262,00	649,00	238,00	57,00
<b>W</b>	46,70	38,10	38,00	6,60	20,00	2,70	51,00	27,90	53,70	25,50	52,70	93,10	30,20	22,10	14,30	16,70	65,40
<b>Cs</b>	1,10	1,90	1,30	0,10	16,90	7,90	16,60	14,50	13,60	7,20	10,00	0,50	0,70	1,80	2,90	0,50	0,60
<b>Hf</b>	3,20	11,60	2,80	0,10	2,30	0,50	2,40	4,20	4,40	1,20	3,70	3,20	2,50	2,60	1,90	0,50	3,20
<b>Ta</b>	1,00	1,70	0,40	0,10	0,40	0,10	0,20	0,60	0,50	0,20	0,40	0,10	0,30	0,20	1,00	0,10	0,40
<b>U</b>	6,40	20,30	1,90	1,80	2,00	0,30	0,90	1,80	1,80	0,70	1,30	1,10	1,80	0,40	38,80	0,30	1,40
<b>V</b>	27,00	70,00	216,00	36,00	133,00	114,00	356,00	162,00	52,00	225,00	71,00	103,00	230,00	548,00	431,00	145,00	71,00
<b>Co</b>	24,20	49,00	59,60	28,10	70,30	44,40	99,40	149,40	45,40	46,30	20,80	18,30	59,80	75,80	109,60	51,00	25,70
<b>Sn</b>	2,00	6,00	11,00	1,00	2,00	1,00	5,00	9,00	1,00	10,00	1,00	2,00	2,00	15,00	5,00	4,00	4,00
<b>Ag</b>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>As</b>	0,50	0,50	0,70	1,30	0,50	0,50	0,90	1,20	0,50	0,50	0,50	0,60	0,70	0,50	1,60	0,50	0,50
<b>Au*</b>	1,60	14,80	10,10	24,30	4,80	58,50	77,20	239,90	48,80	9,00	2,50	52,10	6,90	216,90	149,10	7,50	155,20

<b>Bi</b>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,80	0,10	0,50	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10
<b>Cd</b>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>Cu</b>	240,00	1391,00	479,00	3857,00	753,60	3779,00	10000,00	10000,00	4593,00	417,60	829,60	10000,00	519,70	10000,00	10000,00	1598,00	9416,00
<b>Hg</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Mo</b>	2,10	3,80	0,20	1,20	0,60	9,00	0,80	2,20	0,90	0,40	0,60	0,30	0,70	0,30	0,20	1,60	2,70
<b>Pb</b>	2,90	8,40	1,90	0,60	0,60	0,60	1,40	3,40	2,10	3,20	1,90	2,90	1,10	1,70	1,60	0,70	0,90
<b>Sb</b>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>Se</b>	0,50	0,50	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	1,10	0,50	0,70	0,50	4,00	0,50	0,90	1,60	0,70	0,90
<b>Tl</b>	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,20	0,10	0,20	0,20	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>Zn</b>	8,00	11,00	23,00	3,00	15,00	4,00	19,00	24,00	11,00	31,00	11,00	2,00	7,00	11,00	20,00	12,00	4,00
<b>Sc</b>	1,00	3,00	37,00	7,00	22,00	19,00	33,00	30,00	15,00	31,00	8,00	13,00	36,00	48,00	11,00	34,00	8,00
<b>Be</b>	2,00	3,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	4,00	1,00	3,00	3,00	3,00	1,00	1,00	3,00	1,00	1,00
<b>Elementos Terras Raras (em ppm)</b>																	
<b>La</b>	12,00	10,00	34,30	0,70	3,50	0,30	9,80	52,50	129,80	18,80	25,90	16,20	9,60	36,10	44,10	3,70	44,90
<b>Ce</b>	23,30	20,00	66,60	1,30	7,40	0,60	24,80	116,60	269,60	37,90	49,30	30,10	22,80	71,80	92,30	8,90	91,30
<b>Pr</b>	2,41	2,18	7,02	0,11	0,86	0,08	3,36	13,48	28,96	4,27	5,18	3,25	3,07	7,58	11,05	1,17	9,65
<b>Nd</b>	8,70	8,40	25,50	0,50	3,20	0,50	16,20	52,20	105,20	16,50	19,50	12,00	12,90	28,10	47,20	5,50	35,40
<b>Sm</b>	1,59	1,68	4,74	0,16	0,57	0,12	4,17	9,00	16,91	3,13	3,34	2,87	3,14	6,14	11,42	1,28	5,40
<b>Eu</b>	0,49	0,49	1,41	0,02	0,19	0,02	1,34	2,91	3,52	1,09	1,30	1,75	1,59	2,74	1,99	1,00	1,35
<b>Gd</b>	1,42	1,93	4,36	0,39	0,66	0,26	4,88	8,69	13,70	2,99	2,55	3,33	3,35	6,57	13,16	1,52	3,33
<b>Tb</b>	0,27	0,41	0,80	0,10	0,13	0,06	0,92	1,56	2,28	0,50	0,43	0,54	0,60	1,20	2,21	0,27	0,50
<b>Dy</b>	1,62	2,82	4,49	0,85	0,75	0,43	5,48	9,64	12,98	2,88	2,37	2,66	3,53	7,00	12,56	1,66	2,54
<b>Ho</b>	0,34	0,71	0,94	0,24	0,16	0,11	1,14	2,21	2,70	0,56	0,46	0,42	0,77	1,48	2,41	0,35	4,70
<b>Er</b>	0,99	2,60	2,66	0,92	0,52	0,35	3,27	6,25	7,28	1,58	1,34	1,01	2,20	4,29	6,45	1,00	1,29
<b>Tm</b>	0,15	0,48	0,42	0,17	0,09	0,06	0,47	0,89	1,00	0,23	0,20	0,15	0,34	0,62	0,90	0,15	0,19
<b>Yb</b>	0,99	3,68	2,60	1,44	0,67	0,37	3,04	5,46	5,80	1,40	1,20	0,95	2,17	4,07	5,32	0,89	1,17
<b>Lu</b>	0,16	0,70	0,39	0,27	0,13	0,06	0,44	0,79	0,85	0,21	0,18	0,15	0,34	0,58	0,73	0,14	0,16

