



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

**Caracterização geoquímica de zonas de alteração
hidrotermal e mineralizadas em depósitos de óxido de ferro-
cobre-ouro do Cinturão Sul do Cobre, Província Mineral de
Carajás**

Danielle Caraça de Carvalho

Orientadora: Prof.^a Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Campinas, Janeiro de 2012.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

**Caracterização geoquímica de zonas de alteração
hidrotermal e mineralizadas em depósitos de óxido de
ferro-cobre-ouro do Cinturão Sul do Cobre, Província
Mineral de Carajás**

Autor: Danielle Caraça de Carvalho

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Lena Virgínia Soares Monteiro

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Prof^a. Dr^a. Maria José Mesquita

Campinas, Janeiro de 2012.

RESUMO

O Cinturão Sul do Cobre, localizado na Província Mineral de Carajás, PA, é reconhecido internacionalmente por concentrar importantes depósitos IOCG de classe mundial (Sossego, Alvo 118, Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, Gameleira), além de hospedar inúmeros depósitos cupríferos de menor escala (Bacaba, Castanha, Visconde, Bacuri e Jatobá). Análises geoquímicas e petrográficas realizadas até então definiram a presença de estágios de alteração comuns para alguns depósitos de Carajás representados por: alteração sódica (albitização), potássica (com biotita e feldspato potássico), formação de óxido de ferro, silicificação, sericitização, cloritização, epidotização e mineralização. Este trabalho apresenta a elaboração de modelos geoquímicos a partir de cálculos de balanço de massa realizados com amostras representativas dos depósitos Sossego, Alvo 118, Alvo Bacaba e Alvo Castanha, que resultaram na obtenção de informações sobre os processos de interação fluido-rocha durante os diferentes estágios de alteração hidrotermal no sistema. Estimativas de ganhos e perdas de componentes associados a cada estágio de alteração hidrotermal para cada depósito abrangido são apresentadas, assim como a identificação de zonas de lixiviação (escapolitização e alteração potássica com biotita) e de concentração de metais (epidotização). Altos conteúdos de ferro foram identificados para as zonas proximais, acompanhados de perdas consideráveis de sílica. Verificou-se enriquecimento de Ni e Co nas amostras escapolitizadas do depósito de Sossego, que indica características metalíferas do fluido hipersalino neste estágio de alteração. Isto foi confirmado pelo enriquecimento em Sn, Zn, Au e Pb apresentado pelas amostras escapolitizadas do depósito Alvo Bacaba. Todos os depósitos apresentaram enriquecimento em ETR, de modo geral, associado com a formação de epidoto, apatita, allanita e gadolinita hidrotermais.

Palavras-chave: Depósitos IOCG – Alteração hidrotermal – Balanço de massa – Província Mineral de Carajás.

ABSTRACT

The Southern Copper Belt, located in the Carajás Mineral Province, PA, is internationally recognized as an important province that hosts world-class IOCG deposits (Sossego, Alvo 118, Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, and Gameleira), besides numerous minor copper deposits (Bacaba, Castanha, Visconde, Bacuri, and Jatobá). Geochemical and petrographic analyses have so far defined the presence of common stages of alteration for some of Carajás deposits represented by: sodic alteration (albitization), potassic alteration (with biotite and potassic feldspar), iron oxide formation, silicification, chloritic alteration, epidotization, and mineralization. This study presents the development of geochemical models from mass balance calculations performed with representative samples of the Sossego, Alvo 118, Alvo Bacaba and Alvo Castanha deposits, which resulted information about the processes of fluid-rock interaction through different stages of hydrothermal alteration in the system. Estimates of relative gains and losses of components associated with each stage of hydrothermal alteration are presented for each deposit and the identification of leaching zones (escapolitization and potassic alteration with biotite) and metal concentration (epidotization). High contents of iron were identified in the proximal zones, accompanied by considerable losses of SiO_2 . There was an enrichment of Ni and Co in the escapolitized samples of the Sossego deposit, which indicates metalliferous characteristics of the hypersaline fluid at this stage of alteration. This was confirmed by enrichment in Sn, Zn, Au and Pb in the escapolitized samples of Bacaba deposit. All deposits showed relative enrichment in REE, oftenly associated with the formation of hydrothermal epidote, apatite and gadolinite.

Keywords: IOCG deposits – Hydrothermal alteration – Mass balance – Carajas Mineral Province.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus que permitiu que isso tudo fosse possível e me ajudou a vencer todos os obstáculos sempre.

Expresso meus sinceros agradecimentos a minha orientadora Prof^a. Dr^a. Lena Virgínia Soares Monteiro, pela paciência, compreensão e dedicação e por novamente aceitar o convite para me orientar. Eu espero que este trabalho tenha agradado tanto quanto me agradou poder trabalhar com você professora.

A minha família que sempre me apoiou e confiou no meu potencial. Agradeço principalmente a minha mãe que sempre foi exemplo de honestidade e perseverança, mesmo nos momentos difíceis. Mãe esse trabalho é para você. Agradeço a Bruna por todos os momentos engraçados e pelas poucas palavras de francês que consegui aprender enquanto fazia TCC. Agradeço ao Alan principalmente pela assistência técnica, já que foi ele quem conseguiu os programas de que precisei para elaborar este trabalho. Vocês são irmãos maravilhosos e eu tenho muita sorte em tê-los comigo sempre. Agradeço ao meu pai, que mesmo sendo tão rígido conosco na infância nos ensinou a ter disciplina e empenho em tudo o que fazemos. Mesmo não estando mais aqui, eu sei que você está olhando por nós e nos protegendo.

Agradeço muito aos meus avós, que também já se foram. Eles sempre foram a base de toda a minha educação, além de muito amorosos e até mesmo engraçados. Espero ficar tão sábia quanto eles um dia.

Agradeço de coração ao meu amor Felipe, por todo o apoio, carinho e compreensão. Você é uma pessoa imensuravelmente importante na minha vida e eu fico muito feliz em poder compartilhar este momento com você. Muito obrigada pelo amor e pelo companheirismo de sempre. Nenhuma distância será suficiente para nos afastar. Muito obrigada por tudo meu amor.

Meus eternos agradecimentos às laranjas podres que fizeram história no Ige. Muito obrigada Jeandrinho (meu parceiro de prêmios Nobel fictícios), Ká (por todas as fofquinhas masters), Becca e Lili (pelas festas e farras de Enegeo), Jozis (meu amigo que nunca se esquece de mim), Gabis e toda a turma 06, que mesmo não sendo a mais unida com certeza é uma turma muito especial. Agradeço também a todos os amigos das Turmas 05, 07 e 08.

Agradeço e muito a minha amiga/irmã Luiza, por ter ficado sempre ao meu lado

confabulando sobre tudo até altas horas da madrugada. Você me ajudou a ser uma pessoa melhor e contribuiu para que eu nunca desistisse de tudo.

Agradeço a todos os funcionários do Ige, que sempre são tão prestativos. Nosso instituto não seria nada sem vocês. A todos os professores, em especial ao Prof. Dr. Roberto Xavier, que me apresentou à geologia econômica e despertou o meu interesse nessa área junto com a minha orientadora.

As minhas amigas Lígia e Constância, que sempre me deram todo o suporte emocional e também acreditaram no meu potencial. Por todos os fins de semana divertidos e também por aqueles em que a gente teve que ficar estudando.

Agradeço a toda a família do meu namorado, Mapi, Luis Fernando, Nanda, Fá e vovó, pelo apoio e carinho sempre dedicados a mim e principalmente por compartilharem comigo esse momento tão especial. Fá, muito obrigada pelas manias e loucuras, você é um exemplo e eu acredito muito em você. Muito obrigada pela amizade mais atrapalhada do mundo! Mapi, você é uma amiga maravilhosa e eu sei que posso contar com você sempre.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVO	2
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
2. METODOLOGIA.....	3
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.2 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	4
2.3 CÁLCULOS DE BALANÇO DE MASSA	4
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
3.2 DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO	11
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO DOS DEPÓSITOS ESTUDADOS.....	12
3.3.1 <i>Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego.....</i>	<i>12</i>
3.3.2 <i>Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo 118.....</i>	<i>24</i>
3.3.3 <i>Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo Bacaba.....</i>	<i>27</i>
3.3.4 <i>Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo Castanha.....</i>	<i>31</i>
4. LITOQUÍMICA.....	39
4.1 ANÁLISES QUÍMICAS	39
4.2 BALANÇO DE MASSA.....	69
5. DISCUSSÃO E RESULTADOS	78
6. CONCLUSÕES.....	80
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
ANEXO	86

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização do município de Canaã de Carajás, no Estado do Pará, onde situa-se o depósito de Sossego e demais depósitos IOCG abordados neste estudo. 2
- Figura 2. Mapa geológico dos arredores da Mina de Sossego, Província Mineral de Carajás, elaborado pela Vale, mostrando a localização dos depósitos IOCG, abordados neste estudo. 3
- Figura 3. Ilustração apresentando a geometria básica do diagrama da isocon. A isocon corresponde a $\Delta C_i=0$ e é designada nesse exemplo pela equação $CA=0.8Co$. Todos os componentes para os quais ΔC_i é constante são plotados numa linha paralela à isocon, como BD. Todos os componentes para os quais ΔC_i é constante são plotados numa linha paralela à *isocon*, como BD. Todos os componentes para os quais houve ganho ou perda de massa constante em relação à C^o são plotados numa linha que passa pela origem, como AD ou AH (Grant, 1986). 5
- Figura 4. Mapa geológico simplificado do Domínio Carajás e principais depósitos IOCG hospedados (CPRM, 2004). 8
- Figura 5. Seção esquemática da distribuição das zonas de alteração nos corpos do depósito Sossego. 13
- Figura 6. Prancha mostrando as distintas zonas de alteração do depósito Sossego. Corpo Sequeirinho - Feições características das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do corpo Sequeirinho. A. Granito albitizado; B. Granito com alteração Na-Ca com actinolita, epidoto, carbonato, e titanita; C. Granito com alteração Na-Ca com veio de actinolita; D. Rocha com intensa alteração Na-Ca localmente cortada por vênulas de calcita; E. Cristais de apatita associados com actinolita e cortados por vênulas de calcopirita; F. Metavulcânica félsica com alteração potássica com Kfs sobreposta à alteração Na-Ca; G. Brecha mineralizada com matriz rica em calcopirita; 23
- Figura 7. Seção geológica exibindo as rochas hospedeiras do minério cuprífero do depósito Alvo 118 elaborado pela VALE. 25
- Figura 8. . Prancha de fotos das amostras do depósito Alvo 118. (a) amostra FD453/279,70 com mineralização de Cu; (b) amostra FD443/49,35 intensamente silicificada e sericitizada; (c) amostra FD 443/183,90 rocha cloritizada e com veios de calcopirita e quartzo, associada à mineralização; (d) amostra FD 443/41,70 rocha silicificada, cloritizada, e com sericita, biotita e muscovita; (e) amostra FD 441/283,70 Rocha com alteração potássica (feldspato potássico) e silicificada; (f) amostra FD 443/152,00 Rocha albitizada, silicificada, com calcita e clorita; (g) amostra FD 443/190,80 Subvulcânica félsica albitizada, silicificada e cortada por veios com biotita; (h) amostra FD 388/88,20 Metagabro pouco alterado hidrotermalmente com biotita + clorita (alteração da bt) + anfibólio + magnetita + apatita \pm cpy. 26
- Figura 9. Seção esquemática das zonas de alteração hidrotermal elaborada pela VALE, incluindo a interpretação da distribuição das zonas de alteração realizada por Augusto et al. (2008), com base em estudos petrográficos e descrição de testemunhos de sondagem. 28
- Figura 10. Prancha de ilustração das distintas zonas de alteração hidrotermal em testemunhos de sondagem do depósito Alvo Bacaba. (a) amostra BAC-08 – protólito granítico (Granito Serra Dourada) menos alterado, com albitização, silicificação, escapolitização, *alteração potássica e sericitização incipientes*; (b) amostra BAC-15 – rocha granítica com silicificação e escapolitização intensa (zona escapolitizada com alteração disseminada); (c) amostra BAC-16 – veio de escapolita cortando rocha granítica intensamente alterada (zona escapolitizada com alteração fissural); (d) amostra BAC-09 – veio de escapolita com intensa sericitização e alteração potássica incipiente (zona escapolitizada com alteração fissural); (e) amostra BAC-10 – rocha granítica com intensa alteração potássica, com albitização subordinada e sericitização incipiente (zona de alteração potássica com feldspato potássico); (f) amostra BAC-03 – Tonalito Bacaba com silicificação, alteração potássica intensa e cloritização incipiente (zona de alteração potássica com biotita); (g) amostra BAC-07 – rocha com silicificação, alteração potássica, epidotização e sericitização incipiente (zona de epidotização); (h) amostra BAC-17 – mineralização e turmalinização com alteração potássica e sericitização incipientes

(zona mineralizada); (i) amostra BAC-20 – rocha com intensa alteração potássica e mineralização, com cloritização e epidotização incipientes (zona mineralizada); (j) amostra BAC-01 – protólito básico com intensa alteração potássica com biotita e cloritização subordinada.....	31
Figura 11. Perfil geológico do Alvo Castanha elaborado pela VALE.....	32
Figura 12. Perfil das zonas de alteração hidrotermal do Alvo Castanha, feito com base no perfil geológico e na descrição dos testemunhos (Pestilho 2011).	32
Figura 13. Prancha mostrando as distintas zonas de alteração hidrotermal em testemunhos de sondagem do depósito Alvo Castanha. (a) amostra CTND1/245,48 – quartzo-feldspato pórfiro com veio evidenciando alteração potássica com biotita incipiente; (b) amostra CTND-02 320,20 – pórfiro riolítico com alteração potássica com biotita; (c) amostra CTND-02 320,20 – pórfiro com alteração potássica com biotita; (d) amostra CASD-01 69,90 – pórfiro com alteração sódica, potássica com biotita e sericitização; (e) amostra CATD-09 218,00 – pórfiro com alteração potássica com feldspato potássico e cloritização; (f) amostra CNTD2/367,27 – pórfiro com alteração sódica e cálcica, com magnetita (formação de óxido de ferro); (h) amostra CASD01/190,65ab – brecha mineralizada com pirrotita; (i) amostra CASD01/121,60 – brecha mineralizada com pirrotita disseminada em veios;(j) amostra CNTD2/320,40 – brecha mineralizada com calcopirita, associada à carbonatização.....	38
Figura 14. . Legenda utilizada nos diagramas de análise química.....	39
Figura 15. . Diagramas de Harker para óxidos do depósito Sossego.	42
Figura 16. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo 118.	43
Figura 17. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo Bacaba.....	44
Figura 18. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo Castanha.	45
Figura 19. Diagramas de Harker para elementos do depósito Sossego.	50
Figura 20. Diagramas de Harker para elementos do depósito Alvo 118.	53
Figura 21. Diagramas de Harker para elementos do depósito Bacaba.	56
Figura 22. Diagramas de Harker para elementos do depósito Castanha.	58
Figura 23. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Sossego; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.	60
Figura 24. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Alvo 118; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.	62
Figura 25. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Bacaba; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.	64
Figura 26. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Alvo Castanha; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.	66
Figura 27. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Sossego, representados pelo Tonalito Sequeirinho.	67
Figura 28. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Alvo 118. Relação (Y+Nb) vs. Rb (Pearce, 1984).	68
Figura 29. Diagrama discriminante (Y+Nb) vs. Rb para protólitos do depósito Alvo Bacaba, relativos ao Tonalito Bacaba (VAG) e Granito Serra Dourada (syn-COLG).....	68
Figura 30. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Alvo Castanha. Relação (Y+Nb) vs. Rb.	69
Figura 31. Gráficos da relação de perdas e ganhos relativos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas para o depósito Sossego. (a) Granito granoírico versus rocha albitizada; (b) Granito granofírico versus rocha cloritizada; (c) Protólito granítico versus rocha epidotizada.	71
Figura 32. Gráficos da relação de ganhas e perdas de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo 118. (a) Metagabro versus rocha com alteração potássica com biotita; (b) protólito versus rocha silicificada.	73
Figura 33. Gráficos da relação de perdas e ganhos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo Bacaba. (a) Protólito versus rocha escapolitizada; (b) Protólito versus rocha escapolitizada; (c) Protólito granítico versus rocha com epidotização; (d) Protólito granítico versus rocha com alteração potássica com feldspato potássico.	75

Figura 34. Gráficos da relação de perdas e ganhos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo Castanha. (a) Granito granofírico versus rocha albitizada; (b) Protólito versus rocha albitizada com biotita; (c) Protólito versus magnetitito; (d) Protólito versus rocha cloritizada.77

1. INTRODUÇÃO

A partir da descoberta do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Olympic Dam de classe mundial (cerca de 3.810 Mt, com 1,0 % em Cu, 0,5 g/t em Au e 400 g/t de U_3O_8) na Austrália, foi introduzido no cenário da pesquisa mineral um novo conceito de classe de depósito (Hitzman *et al.*, 1992; Willians *et al.*, 2005), uma vez que, as condições geológicas que resultaram em tal disponibilidade de recursos não se encaixava em nenhum modelo anteriormente elaborado.

Olympic Dam, bem como outros depósitos descobertos posteriormente, apresentam grandes quantidades de óxidos de ferro associadas com Au, Cu, Ag, U, Ba, F e elementos terras raras leves (ETRL) e, por esta razão, são chamados de “depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro” (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992).

No Cinturão Sul do Cobre de Carajás, importantes depósitos IOCG de classe mundial (Sossego, Alvo 118, Cristalino, Igarapé Bahia/Alemão, Gameleira) são conhecidos, assim como inúmeros depósitos cupríferos menores (Bacaba, Castanha, Visconde, Bacuri e Jatobá), cuja gênese ainda é bastante controversa. Esses depósitos são hospedados por unidades arqueanas, incluindo rochas intrusivas félsicas e máficas, vulcânicas e vulcanoclásticas, além de lentes de rochas ultramáficas. Extensas zonas de alteração hidrotermal, incluindo alteração sódica (albita-escapolita), sódica-cálcica (albita-actinolita), potássica (ortoclásio-biotita), formação de magnetita, cloritização/epidotização, mineralização cuprífera e sericitização tardia, são reconhecidas em todos os depósitos IOCG de Carajás (Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b; Pestilho & Monteiro, 2008; Augusto *et al.*, 2008; Torresi *et al.*, 2011). Esses estágios hidrotermais resultaram comumente em profundas modificações texturais e mineralógicas das rochas hospedeiras, assim como em uma assinatura geoquímica peculiar do minério de cobre que denota enriquecimento tanto de Ni, Co e Pd, como de ETR, U e, em alguns casos, Sn e W.

Este estudo permitiu a caracterização geoquímica, tanto das rochas hidrotermalizadas como das zonas mineralizadas, de quatro importantes depósitos situados no Cinturão Sul do Cobre, na Província Mineral de Carajás, visando à compreensão dos processos de interação fluido-rocha, responsáveis por ganhos e perdas relativos de elementos e seus vínculos com zonas de lixiviação e concentração dos metais de interesse. Para tanto, foram selecionados os depósitos Sossego e Alvo 118, de classe mundial, e os depósitos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, de menor escala.

Devido à importância econômica dos depósitos cupro-auríferos da Província Mineral de Carajás e das grandes lacunas ainda existentes no conhecimento sobre a gênese desses depósitos, que incluem a origem dos metais, estudos geoquímicos fornecem importantes

subsídios à compreensão dos processos associados ao desenvolvimento do(s) paleo-sistema(s) hidrotermal(is) vinculados à formação desses depósitos.

1.1 Objetivo

Este estudo teve como principal objetivo a modelagem geoquímica das zonas de alterações hidrotermais e mineralizadas e a realização de cálculos de balanço de massa, visando à:

- (i) compreensão dos processos de interação fluido-rocha no(s) sistema(s) hidrotermal (is) associado a depósitos IOCG de Carajás, incluindo Sossego, Alvo 118, Castanha e Bacaba.
- (ii) identificação de zonas de lixiviação e concentração de metais;
- (iii) caracterização de possíveis rochas fontes de metais e da assinatura geoquímica anômala do minério.

1.2 Localização

O Cinturão Sul do Cobre abrange os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro abordados neste estudo e está compreendido na Província Mineral de Carajás, localizada na região sudeste do Estado do Pará. O depósito de Sossego localiza-se no município de Canaã de Carajás (Figura 1), a 40 Km a noroeste do perímetro urbano e 70 Km a sudoeste do município de Paraupébas. O depósito de Alvo 118 dista cerca de 8km do depósito de Sossego, situando-se a oeste deste, ao passo que os depósitos de Alvo Castanha e Alvo Bacaba situam-se cerca de 7 km a nordeste da Mina de Sossego (Figura 2).

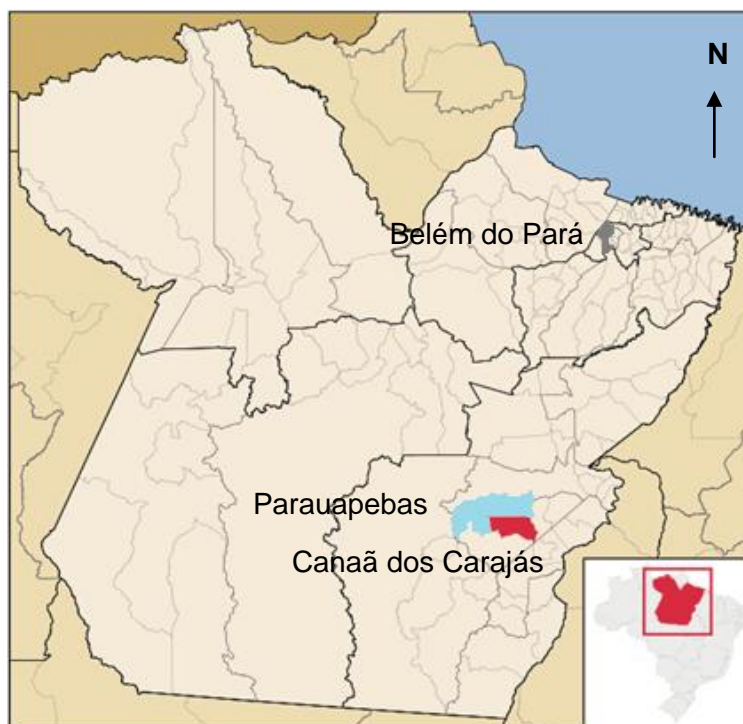


Figura 1. Localização do município de Canaã de Carajás, no Estado do Pará, onde situa-se o depósito de Sossego e demais depósitos IOCG abordados neste estudo.

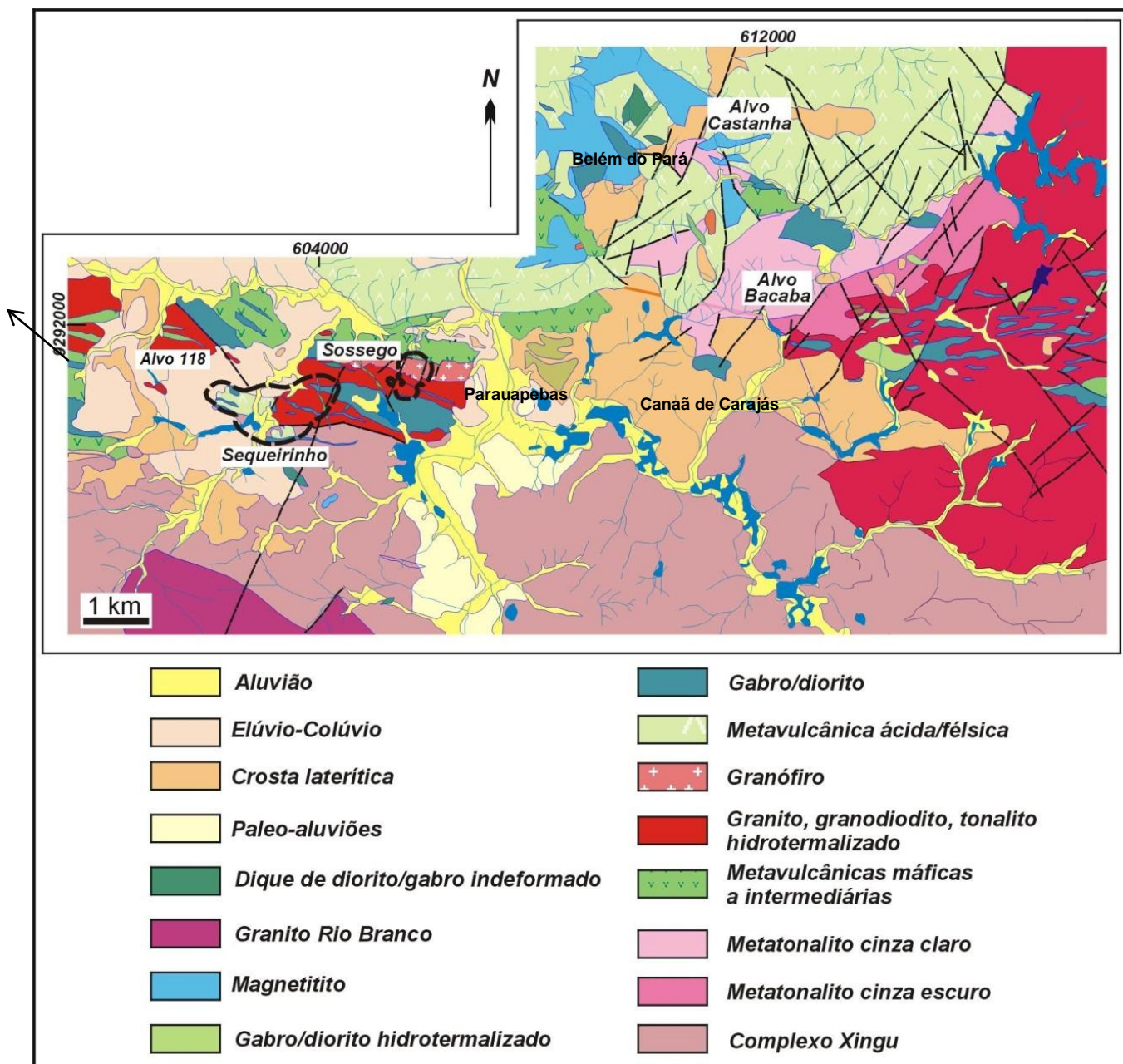


Figura 2. Mapa geológico dos arredores da Mina de Sossego, Província Mineral de Carajás, elaborado pela Vale, mostrando a localização dos depósitos IOCG, abordados neste estudo.

2. MÉTODOS ANALÍTICOS

2.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica teve como foco o contexto geológico da Província Mineral de Carajás e dos depósitos IOCG nela situados, além de pesquisa complementar relativa às

características gerais de depósitos IOCG. Adicionalmente, foram realizados levantamentos bibliográficos relativos às características químicas das zonas de alteração hidrotermal e estudos de balanço de massa em depósitos IOCG em outras províncias mundiais.

2.2 Geoquímica de Rocha Total

Os estudos geoquímicos foram realizados a partir de amostras de testemunhos de sondagem representativas das rochas hospedeiras hidrotermalizadas e mineralizadas dos depósitos Sossego, Alvo 118, Alvo Castanha e Alvo Bacaba, previamente coletados pela orientadora desse estudo. O acervo de dados geoquímicos incluiu: 56 análises do depósito de Sossego realizadas por Carvalho (2009), 20 análises do depósito Alvo Bacaba (Rosquito, 2009), 20 análises do depósito Alvo Castanha (Carvalho, 2010) e 20 análises do depósito Alvo 118 (Moreto *et al.*, 2010). Todas as análises incluem elementos maiores analisados por ICP-ES e elementos menores, traços e ETR analisados por ICP-MS após fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido nítrico realizadas no *ACME Laboratories* (Vancouver, Canadá). Para o tratamento dos dados geoquímicos foi utilizado o *software* Petrograph 2beta (Petrelli, 2007), que permitiu a elaboração de gráficos variados. Modelagens das variações de massa e volume dos processos de alterações hidrotermais e mineralizações foram baseadas em cálculos de balanços de massa, realizados em planilha Excel, segundo o método de Grant (1986).

2.3 Cálculos de Balanço de Massa

Os cálculos de balanço de massa, para os quatro depósitos estudados neste trabalho, foram realizados com base no método isocônico proposto por Grant (1986), que é fundamentado na equação básica de Gresens (1967) e estabelece uma relação linear entre a concentração de um componente na rocha alterada e sua concentração na rocha original a partir da seguinte equação:

$$X_n = [f_v(g^B/g^A)C_n^B - C_n^A]a$$

Onde,

A= amostra original inalterada;

B= amostra final alterada;

n= componente;

g= gravidade específica;

v= volume da amostra;

f_v= fator volumétrico;

a= massa de referência da amostra original;

X= perda ou ganho de massa de um componente em relação à massa de referência; e

C= concentração.

Esta equação permite que sejam identificados os elementos que apresentam comportamento relativamente imóvel, ou seja, que interceptam $X_n=0$ próximo a um valor f_v , que é atribuído arbitrariamente e representa o fator volumétrico da alteração. Dessa forma, as variações das concentrações dos elementos móveis são dadas em relação ao fator volumétrico.

O método gráfico de Grant (1986) expressa a solução dessa equação para todos os componentes, através da relação linear entre a concentração final da amostra alterada e a concentração original da amostra não alterada. No gráfico (Figura 3), os elementos que não apresentam perdas ou ganhos de massa significativos se alinham em uma reta denominada *isocon*. A inclinação da *isocon* define a mudança de massa na alteração e o desvio de um ponto contido nela descreve a mudança de concentração para o componente correspondente. A equação da *isocon* é expressa da seguinte forma:

$$C_i^A = (M^o / M^A) C_i^o$$

onde,

C_i^A =concentração do elemento i na amostra alterada;

M^o =massa inicial; e

C_i^o =concentração do elemento i na amostra original;

M^A =massa após alteração.

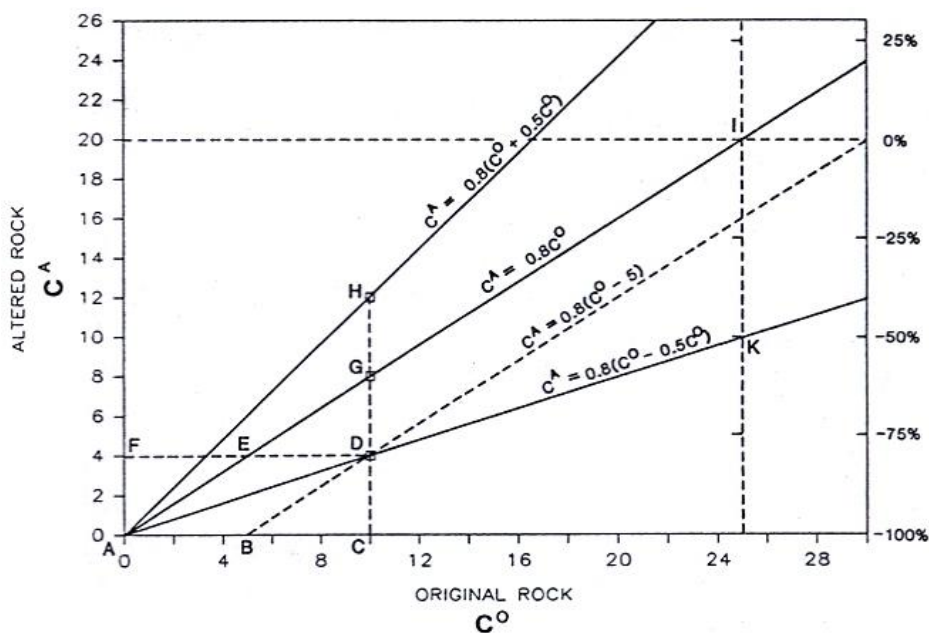


Figura 3. Ilustração apresentando a geometria básica do diagrama da isocon. A isocon corresponde a $\Delta C_i=0$ e é designada nesse exemplo pela equação $C^A=0.8C^o$. Todos os componentes para os quais ΔC_i é constante são plotados numa linha paralela à isocon, como BD. Todos os componentes para os quais ΔC_i é constante são plotados numa linha paralela à isocon, como BD. Todos os componentes para os

quais houve ganho ou perda de massa constante em relação à C^0 são plotados numa linha que passa pela origem, como AD ou AH (Grant, 1986).

O gráfico da Figura 3 fornece a seguinte equação para cálculos de perdas e ganhos de elementos a partir do ponto D:

$$(\Delta C^i/C^i^0) = - (AB/AC) = - (DG/CG)$$

As concentrações dos elementos maiores, menores e traços, são aplicadas na escala que melhor as acomoda, de modo que, os óxidos são plotados em porcentagem e os elementos menores em ppm. A fim de acomodar todos os elementos dentro de uma mesma escala adequada para o gráfico, alguns elementos podem ter seus valores multiplicados ou divididos por uma constante, conforme recomendado por Grant (1986). Nos gráficos elaborados para os quatro depósitos, quando necessário as concentrações de alguns elementos foram multiplicadas por um fator de 0,01 como é explicado adiante.

Para a aplicação dos cálculos de balanço de massa para as rochas dos depósitos considerados neste estudo admitiu-se que todas as rochas sofreram alterações em suas massas, ainda que não sejam significativas, e, conseqüentemente, mudança nas concentrações dos elementos químicos. Considerou-se ainda que Al_2O_3 permaneceu relativamente imóvel no sistema.

Os gráficos elaborados permitiram comparações entre amostras com diferentes estágios de alteração e o protólito (rocha menos alterada). A seguir são apresentadas as estimativas observadas para cada depósito.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Contexto Geológico Regional

A Província Mineral de Carajás (PMC) situa-se no sul do Estado do Pará e corresponde a uma das principais províncias metalogenéticas mundiais por hospedar diferentes classes de depósitos minerais, inclusive os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, os quais representam importante alvo dentro do cenário da pesquisa mineral. A PMC está compreendida na porção sul do Cráton Amazônico e integra o núcleo arqueano da Província Amazônica Central (Tassinari & Macambira, 1999), onde ocorrem as unidades mais antigas do embasamento do Cráton, que não foram afetadas pela orogênese Transamazônica.

A PMC é limitada a leste pela faixa de dobramentos Araguaia de idade neoproterozóica, e a oeste por rochas supra-crustais paleoproterozóicas do Supergrupo Uatumã (Docegeo, 1988; Araújo e Maia, 1991; Tassinari & Macambira, 1999; Tallarico, 2003). A norte é delimitada principalmente pelo sistema de falhas Salobo-Cinzento, sendo parcialmente coberta por sedimentos paleozóicos e cenozóicos da Bacia Amazônica (Pinheiro e Holdsworth, 1997; Tallarico, 2003).

Dois domínios tectônicos foram definidos na PMC: o Domínio Rio Maria ao sul, representado por terrenos granito-*greenstone* e o Domínio Carajás (Vazquez *et al.*, 2008). Este último é caracterizado pelo padrão de deformação das rochas, que resultou em um complexo sistema de falhas transcorrentes sub-verticais, com orientação geral E-W, o qual foi reativado diversas vezes desde o Arqueano até o Proterozóico (Pinheiro e Holdsworth, 1997; Holdsworth e Pinheiro, 2000).

O Domínio Rio Maria, correspondente ao Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria de Araújo *et al.* (1988), compreende sequências *greenstone belt* de 2,97 a 2,90 Ga do Supergrupo Andorinhas (Docegeo, 1988; Macambira & Lancelot, 1992, 1996; Pimentel & Machado, 1994; Souza *et al.*, 2001). Suítes graníticas arqueanas com diferentes composições e idades intrudiram a sequência *greenstone belt* e consistem em suítes TTG de ~2,95 Ga (Leite *et al.*, 2004; Macambira & Lancelot, 1996), sanukitóides com idades em 2,87 Ga (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Pimentel & Machado, 1994), suítes TTG mais novas, de 2,86 Ga (Macambira *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004), e leucogranitos potássicos com afinidade cálcio-alcálica e idades ao redor de 2,86 Ga (Leite *et al.*, 2004; Barbosa & Lafon, 1996).

Intrusões de caráter granítico do tipo-A com idades 1,88 Ga também ocorrem nesse domínio. A idade verificada para estes corpos é semelhante a dos granitos paleoproterozóicos do Domínio Carajás. No Domínio Rio Maria, ainda foram encontradas rochas básicas a ultrabásicas de 2,97 Ga (Pimentel & Machado, 1994) e a sequência sedimentar da Formação Águas Claras/Grupo Rio Fresco (Macambira & Lancelot, 1996; Macambira *et al.*, 1998), também presente no Domínio Carajás..

O Domínio Carajás abrange os gnaisses tonalíticos a trondhjemíticos e migmatitos integrantes do Complexo Xingu e os ortogranulitos do Complexo Pium, além de rochas supra-crustais. Estudos conduzidos por Pidgeon *et al.* (2000) forneceram idades de 3002 ± 14 Ma e 2859 ± 9 Ma para cristalização e metamorfismo, respectivamente, a partir de zircões extraídos de edembergitos de fácies granulito que compõe o Complexo Xingu. Estes dados são concordantes com as datações U-Pb feitas por Machado *et al.* (1991) em zircões retirados de gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, os quais apontaram idade de 2859 ± 2 Ma para o metamorfismo e migmatização da assembléia de embasamento. Outros litotipos foram mais recentemente individualizados por Moreto *et al.* (2011) entre as unidades de embasamento e são representadas pelo Tonalito Bacaba (ca. 3,0 Ga) e pelo Granito Serra Dourada (ca. 2,86 Ga).

O embasamento é sobreposto discordantemente pelo Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo, 1988) com idades entre 2,73 e 2,76 Ga (Wirth *et al.*, 1986; Trendall *et al.*, 1998; Galarza *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2005) que compreende uma sequência metavulcano-

sedimentar com grau metamórfico variado. Esta sequência hospeda uma grande parcela dos depósitos de classe mundial da Província Mineral de Carajás, tais como Salobo, Igarapé Bahia, Sossego, Cristalino e Alvo 118 (Figura 4).

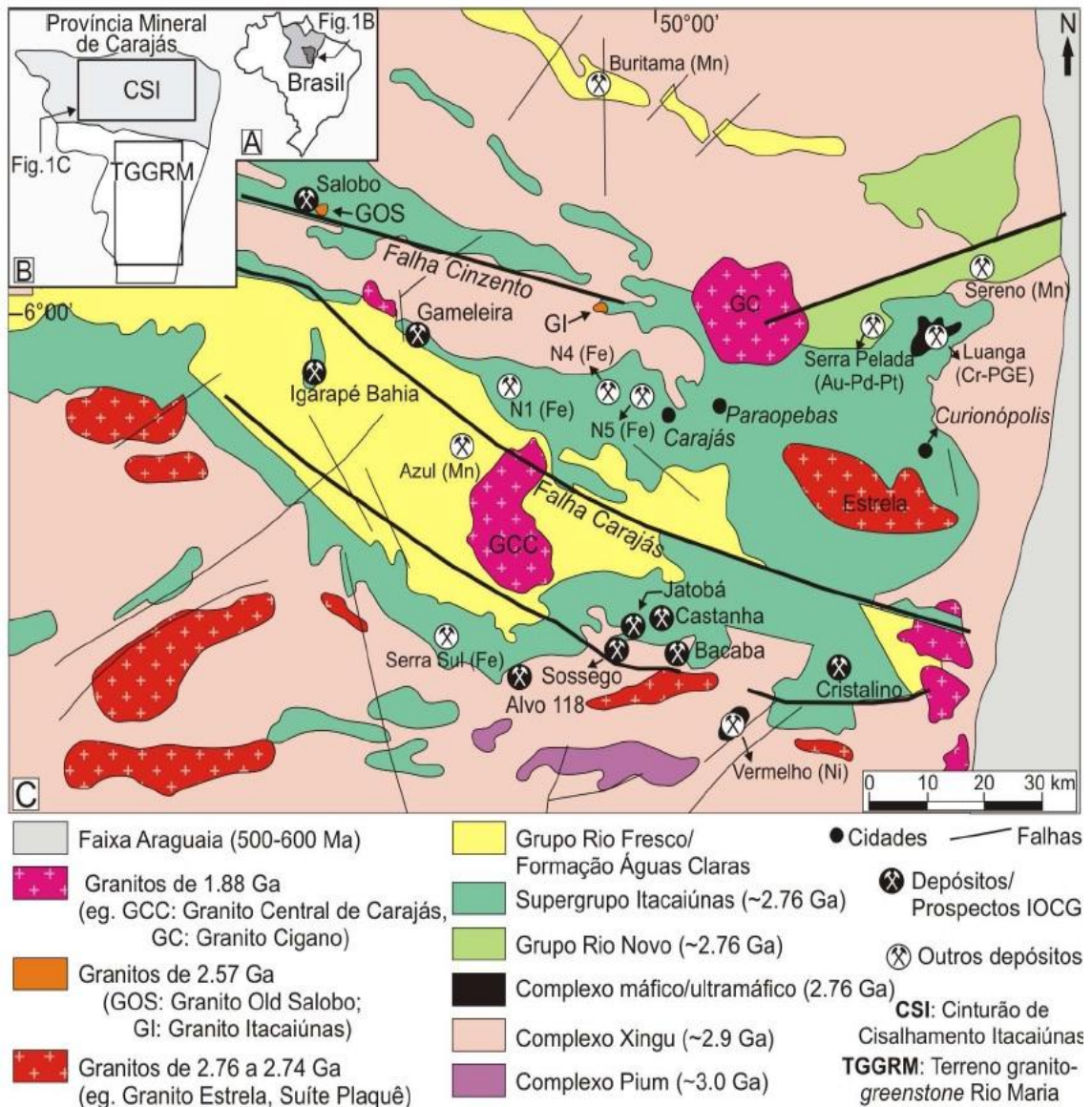


Figura 4. Mapa geológico simplificado do Domínio Carajás e principais depósitos IOCG hospedados (CPRM, 2004).

A designação Supergrupo Itacaiúnas foi proposta para englobar o Grupo Grão Pará (CVRD/AMZA, 1972) e demais unidades a ele associadas que ocorrem na Serra de Carajás, tais como os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama. O Grupo Grão Pará foi originalmente definido como uma sequência vulcano-sedimentar composta por três unidades fracamente deformadas e metamorfasadas em fácies xisto verde (Tolbert *et al.* 1971; Beisiegel *et al.* 1973; Gibbs *et al.* 1986), da base para o topo: Paleovulcânica Inferior, Formação Carajás e Paleovulcânica Superior (CVRD/AMZA, 1972). Posteriormente, Meirelles *et al.* (1984) identificaram vulcânicas félsicas intercaladas na Paleovulcânica Inferior, e a denominaram Formação

Parauapebas. Mais tarde, a partir de datação de U-Pb em zircão, foi determinada uma idade de 2.750 Ma para estas rochas (Wirth & Gibbs, 1987).

A Formação Parauapebas apresenta rochas metavulcânicas bimodais, incluindo basalto toleítico a shoshonítico na base, basalto andesítico e quartzo diorito cálcio-alcálico associado com riolito, aglomerados de brechas e níveis de tufos subordinados (Docegeo, 1988). A Formação Carajás inclui as formações ferríferas bandadas, representadas por itabiritos e minério de ferro, e a unidade Paleovulcânica Superior ou Sequência Metassedimentar Superior consiste de rochas metamórficas de baixo grau, como vulcânicas, metagrauvaca, filito e arenito, tufos e arenitos tufáceos (Docegeo, 1988).

O Grupo Igarapé Salobo está em contato com o Complexo Xingu e com o Grupo Igarapé Pojuca e é formado, na porção basal, pelo Gnaiss Cascata de origem sedimentar, com intercalações de anfibolitos e metapelitos. Sua porção intermediária é representada pela Formação Três Alfas que contem metassedimentos com expressiva variedade de tipos petrográficos, compreendendo rochas originadas por sedimentação química e membros francamente clásticos, além de vulcânicas básicas-intermediárias subordinadas.

A Formação Cinzento situa-se no topo do Grupo Igarapé Salobo e é formada predominantemente por quartzitos com intercalações de gnaisses andesíticos, meta-arcósios e xistos. Na interface de contato entre o topo e a Formação Três Alfa e a Formação Cinzento, ocorrem rochas intensamente milonitizadas.

O Grupo Igarapé Pojuca abrange um pacote vulcano-sedimentar paralelo ao Grupo Igarapé Salobo, cujas ocorrências mais expressivas estão no flanco norte do sinclínio de Carajás. Consiste de rochas vulcânicas básicas e intermediárias, com sedimentos clásticos e químicos intercalados e graus metamórficos variando de xisto verde a anfibolito. Esta sequência é cortada por corpos graníticos, correlacionados ao Granito Carajás.

A porção mais basal do Grupo Igarapé Bahia é representada pela Formação Grota do Vizinho, que é composta por uma sequência de rochas sedimentares, tais como argilitos, siltitos, grauvas e ritmito, e piroclásticas com intercalações de rochas básicas. A Formação Sumidouro compõe o topo do Grupo Igarapé Bahia e corresponde a arenitos, às vezes arcósios, frequentemente ferruginosos, de matriz sílica, intercalados com rochas básicas.

O Grupo Buritirama apresenta da base para o topo, quartzitos micáceos, mica xistos, quartzito bandado e xistos variados. Os mica xistos sobrepõem-se aos quartzitos micáceos e encontram-se profundamente alterados em superfície (Docegeo, 1988; Andrade *et al.* 1986).

Foram identificados três eventos de granitogênese de idades diferentes no Domínio Carajás, que resultaram em intrusões que interceptam o Supergrupo Itacaiúnas. O primeiro é representado por granitos alcalinos com idades entre 2,76 e 2,74 Ga (e.g. Granito Estrela e Suíte Plaquê; Huhn *et al.* 1999; Barros *et al.* 2004), o segundo por granitos alcalinos do tipo-A de 2,57 Ga (e.g. granitos *Old Salobo* e Itacaiúnas; Machado *et al.*, 1991, Souza *et al.*, 1996) e finalmente granitos do tipo-A, alcalinos a sub-alcálicos com idade de 1,88 Ga (e.g. Granito Central de Carajás e Cigano; Machado

et al., 1991; Dall'Agnoll *et al.* 1994; Lindenmayer and Teixeira, 1999; Tallarico 2003). Outras rochas intrusivas no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas são representadas por intrusões máfico-ultramáficas arqueanas de 2,75 Ga, denominadas Luanga, Onça, Vermelho e Jacaré-Jacarezinho (Machado *et al.*, 1991).

Discordantemente sobreposta ao Supergrupo Itacaiúnas ocorre a seqüência sedimentar inserida no Grupo Rio Fresco ou na Formação Águas Claras (Araújo & Maia 1991; Nogueira & Truckenbrodt 1994; Nogueira *et al.* 2000), a qual é caracterizada por arenitos e siltitos de ambiente fluvial a marinho raso (Docegeo, 1988) com idade de 2.681 ± 5 Ga (U-Pb) (Trendall *et al.* 1998).

Dois modelos geotectônicos distintos foram propostos para a Bacia Carajás (Carvalho, 2009): um ambiente de *rift* continental-marinho (Farias & Saueressig 1982; DOCEGEO 1988; Olszewski *et al.* 1989; Lindenmayer 1990; Dardenne & Schobbenhaus 2001) e outro de arco vulcânico relacionado à subducção (Dardenne *et al.* 1988; Teixeira & Eggler 1994).

Pinheiro & Holdsworth (2000) destacam que a evolução tectonoestratigráfica da Bacia de Carajás envolveu à reativação dos terrenos do embasamento arqueano. Segundo estes autores, a trama dúctil e a alta temperatura desenvolvida nas rochas do embasamento foi reativada diversas vezes, exercendo influência decisiva na distribuição, padrão geométrico e cinemático das estruturas posteriores, iniciadas há 2,7 Ga, posterior à implantação da Bacia de Carajás, que corresponde ao evento dúctil principal.

Nessa região, a maioria das rochas metavulcânicas e metassedimentares de cobertura estaria preservada em zonas de subsidência (*dilational jogs*), trechos anastomosados ou em *offsets*, ao longo dos feixes de lineamentos que formam os Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento. Como existem muitas falhas que se estabeleceram após a deposição das sequências mencionadas, a estratigrafia da Bacia de Carajás teria sido controlada por elas.

Deste modo, os autores sugerem a existência de um mecanismo de enfraquecimento crustal, em escala litosférica, com um período de atividade finito, mais ativo entre 2,8 - 1,8 Ga, originado possivelmente na crosta inferior ou no manto. Portanto, a evolução tectônica da região de Carajás seria marcada por transpressão sinistral dúctil de alta temperatura (> 2,8 Ga), que afetou as rochas do Grupo Igarapé Salobo–Pojuca; transpressão sinistral rúptil-dúctil de baixa temperatura (2,8 - 2,7 Ga); formação de bacia *pull-a-part* (deposição do Grupo Grão Para < 2,76 Ga); transtensão dextral rúptil (2,5 - 2,6 Ga), com desenvolvimento dos sistemas das falhas transcorrentes Cinzento e Carajás, concomitantemente à formação de diques e *sills* máficos e deposição de sedimentos clásticos da Formação Águas Claras; fraca inversão tectônica da bacia por reativação de falhas (~2,6 Ga) resultantes do regime transpressional sinistrógiro; transpressão sinistral rúptil ao longo da falha Carajás (>1,9 Ga) e, finalmente, transtensão/extensão (ca. 1,8 Ga), que facilitou a intrusão de plútons graníticos do tipo A e enxame de diques máficos (Costa *et al.* 1999).

3.2 Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro

A classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992) foi proposta segundo o conceito de sistema de depósitos minerais para agrupar depósitos cuja gênese poderia ser relacionada a processos análogos, ainda que as características descritivas dos depósitos sejam muito diversas. Sua concepção foi decorrência da descoberta do depósito Olympic Dam em 1975, na Província Cupro-Aurífera Olympic, situada no Gawler Cráton, na região sul da Austrália e é utilizado para denominar classes de depósitos com expressivas reservas e altos teores de Cu, com enriquecimento polimetálico em Au, Ag, U, ETR, Co, Ni, Pd, Nb e P e que apresentam assinatura geoquímica similar àquela identificada em Olympic Dam.

Embora não exista um modelo genético consensual para estes depósitos devido às diversidades apresentadas por eles no que tange às características de seus ambientes geotectônicos de formação, rochas hospedeiras, idades e tipos de alteração hidrotermal, dentre os atributos característicos destes depósitos, destacam-se: (i) especialização em cobre e/ou ouro; (ii) mineralização hidrotermal associada a brechas e veios, e/ou corpos de minério com forte controle estrutural; (iii) abundância de magnetita e/ou hematita; (iv) presença de óxidos de ferro como razão Fe/Ti maior que aquelas encontradas em rochas ígneas e na composição média da crosta; e (v) sem uma associação clara com intrusões ígneas, ao contrário daquelas mostradas em depósitos minerais do tipo pórfiro ou *skarn* (Hitzman *et al.*, 1992; Hitzman, 2000; Williams *et al.*, 2005; Pestilho, 2008).

A Província Mineral de Carajás reúne a maior quantidade conhecida de depósitos IOCG do mundo, sendo considerada uma das maiores províncias metalogenéticas mundiais. Estes depósitos ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento regionais dúcteis ou dúcteis-rúpteis que definem tanto o contato norte entre o Supergrupo Itaciúnas e o embasamento mesoarqueano (e.g. Salobo, Igarapé Cinzento), como o contato sul (e.g. Alvo 118, Sossego, Alvo Bacaba, Cristalino). Monteiro *et al.* (2008) apresenta alguns aspectos comuns aos depósitos IOCG localizados na PMC, tais como: (i) rochas hospedeiras variáveis, geralmente incluindo unidades metavulcânicassedimentares do Supergrupo Itaciúnas; (ii) forte controle estrutural; (iii) proximidade com intrusões de diferentes composições (granito, diorito, gabro e pórfiros de composição dacítica ou riolítica); (iv) intensas alterações hidrotermais, incluindo sódica, sódica-cálcica e/ou potássica, além de cloritização, turmalinização e silicificação; (v) formação de magnetita seguida por precipitação de sulfetos; e (vi) um amplo intervalo de temperaturas de homogenização (100 a 570°C) e salinidades (0 a 69% eq. peso NaCl) em inclusões fluidas em minerais de ganga relacionados aos minerais de minério.

O desenvolvimento das associações de alteração hidrotermal regionais de alta temperatura (>550°C) foi fortemente controlado pelas zonas de cisalhamento presentes na região. No entanto,

as mineralizações ao longo de toda a província metalogenética estão associadas às estruturas rúpteis secundárias e às associações hidrotermais de menor temperatura (<300°C).

3.3 Contexto geológico dos depósitos estudados

3.3.1 Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Sossego é hospedado pelo Tonalito Sequeirinho, pelo Granito Granofírico Sossego, por gabro e metavulcânica félsica com lentes subordinadas de rochas metaultramáficas. Este depósito é formado por cinco corpos de minério com estilos distintos de mineralizações, alinhados em um *trend* estrutural anastomosado de direção WNW-ESE a W-E, com alto mergulho para S-SW, os quais são denominados Pista, Baiano, Sequeirinho, Sossego e Curral (Figura 5).

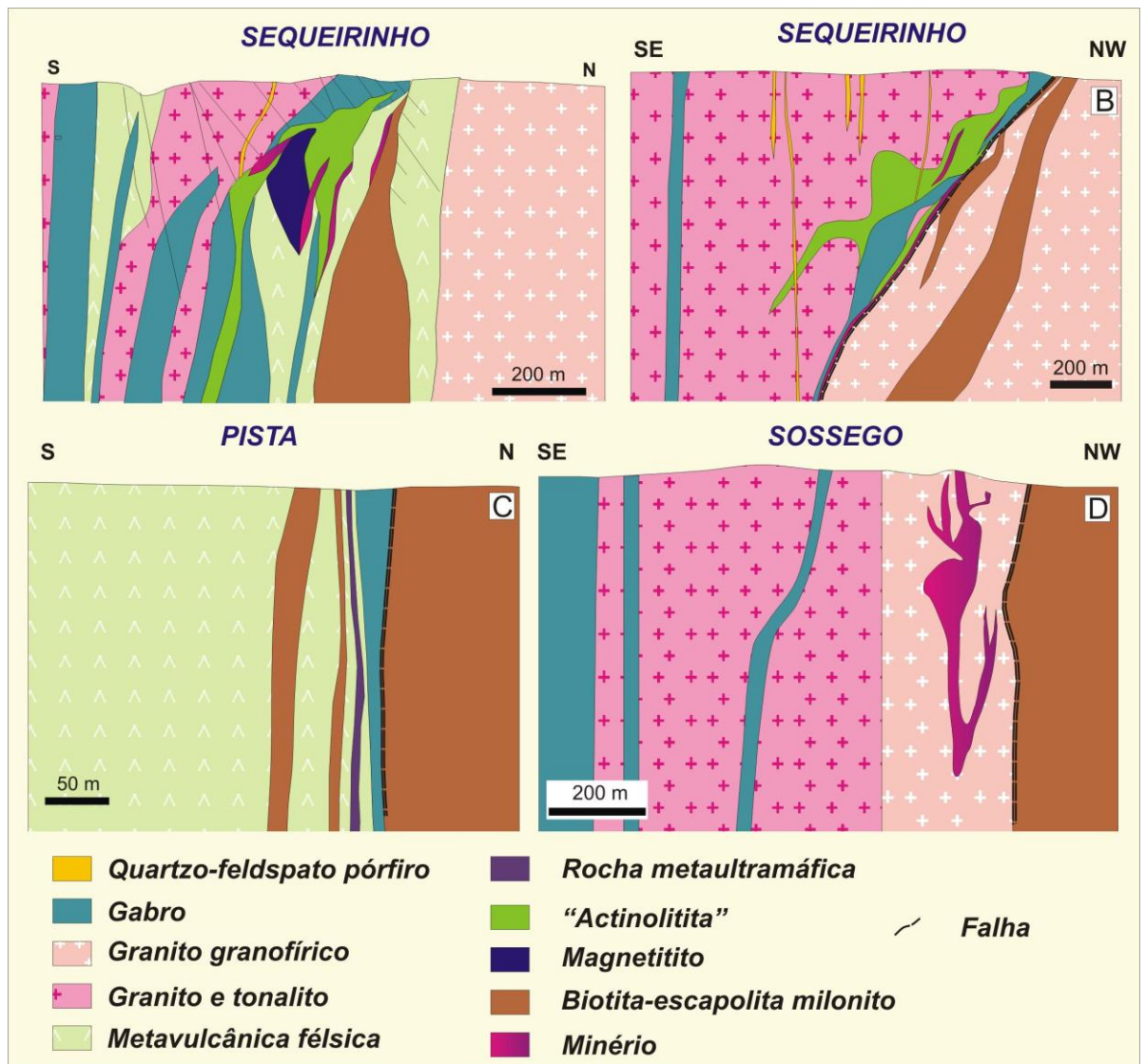


Figura 5. Seção esquemática da distribuição das zonas de alteração nos corpos do depósito Sossego.

O corpo Pista ocorre no setor oeste da extensão total do depósito e seu minério sulfetado é hospedado por rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias cisalhadas e, **secundariamente**, por porções milonitizadas ricas em biotita. Vênulas com calcopirita±pirrotita±molibdenita em zonas quartzosas e calcopirita±molibdenita disseminada são reconhecidas ao longo dos planos de foliação de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias cisalhadas.

O corpo Sequeirinho é o responsável pela maior parte da reserva do depósito (cerca de 85%) e é formado por brechas sulfetadas, hospedadas em tonalito preferencialmente próximo a corpos de gabro intrusivos e, subordinadamente, em metavulcânicas félsicas. Estas brechas são formadas por fragmentos arredondados a subangulares, preferencialmente oriundos de actinolitito e magnetitito provenientes do granito e do gabro intensamente hidrotermalizados. Metavulcânicas félsicas são responsáveis pela formação de uma matriz de calcopirita (pirita–sigienita–millerita–ouro), com proporções variadas de actinolita, magnetita, apatita, quartzo,

titanita, epidoto/allanita, albita (escapolita) e clorita, na qual o sulfeto circunda os cristais de epidoto e quartzo e penetra ao longo dos planos de clivagem da actinolita e fraturas da apatita. A textura de cominuição destas brechas indica natureza cataclástica, em virtude de sua possível formação em corredor estrutural caracterizado por zona de cisalhamento dútil de direção NE, de cinemática dextrógira e que teria promovido a cominuição das encaixantes hidrotermalizadas, e facilitado a circulação de fluidos, concentrando e precipitando grande quantidade de sulfetos.

A transição do corpo Sequeirinho para o corpo Pista é marcada pela ocorrência de brecha com menor intensidade da substituição por actinolita–magnetita e de fragmentos da metavulcânica félsica metassomatizada (feldspato potássico, biotita, albita, escapolita, sílica) na matriz da brecha.

O corpo Baiano consiste na porção leste do corpo Sequeirinho e é hospedado por gabros, que contém minério disseminado e venular.

O sistema de corpos mineralizados Sossego-Curral, compreende um conjunto de brechas formadas por fragmentos angulosos a tabulares de granito granofírico e tonalito com intensa cloritização, distribuídos em matriz rica em calcita, actinolita, clorita, magnetita, apatita, quartzo, epidoto e biotita. Zonas carbonáticas sulfetadas distribuídas em veios em estilo stockwork, encaixadas em granito granofírico e tonalito formam uma estrutura circular. Foi observado que estas brechas heterolíticas definem uma estrutura em *pipe*, a qual inclui zonas mineralizadas com magnetita, calcopirita e ouro restritos a vênulas e veios localizados nas regiões mais periféricas do duto principal (*pipe*).

Altos teores de cobre também foram verificados nas rochas intemperizadas, em decorrência da presença de malaquita e crisocola na matriz e nos planos de falhas e fraturas das encaixantes. A textura da brecha e a morfologia dos fragmentos são diagnósticas de origem hidrotermal por fraturamento hidráulico a crítico, relacionado à flutuação temporária na pressão do fluido (Jébrak 1997). A calcopirita é o principal sulfeto que ocorre e está associada com pirita–sigienita–millerita–ouro, na matriz, que por sua vez também apresenta carbonato+magnetita+actinolita+quartzo+apatita.

Cada um desses corpos apresenta distintas sequências de estágios de alteração hidrotermal, que foram identificadas e descritas por Carvalho (2009) e são apresentadas neste presente trabalho.

Corpo Sequeirinho

Alteração Sódica (Albitização) – É o primeiro estágio a alterar significativamente as encaixantes, especialmente nas regiões da capa das brechas sulfetadas (Figura 6.a). Há formação de albita rosa, cuja coloração é dada pelas finas inclusões de hematita. A albitização é venular a pervasiva, e oblitera a textura original do granito, com substituição total ou parcial do plagioclásio e do feldspato potássico. Quando pervasiva, a albitização é

representada por cristais alongados ou em forma de leque, com geminação do tipo tabuleiro de xadrez.

O modo de ocorrência desta alteração indica que seu desenvolvimento inicial se dá ao longo de zonas de cisalhamento e com o tempo torna-se pervasiva e ela é identificada regionalmente em direção a outros alvos (Bacaba e Visconde).

A albita hidrotermal ocorre como vênulas e bolsões irregulares, associada à epidoto±calcopirita, cortando granitos e gabros, previamente substituídos por assembleia cálcica. Actinolitos e brechas mineralizadas também podem apresentar albita rosa, por meio de vênulas tardias.

Silicificação – Corresponde à formação de massas e agregados de quartzo intersticiais associados à albita neoformada, recorrentes preferencialmente nas porções cisalhadas do granito, em bolsões sigmoidais, envolvidos por bandas formadas por fases cálcicas (actinolita e epidoto). Na lapa do minério, ocorre como bolsões ou fitas de cristais estirados de quartzo, podendo haver bandamento, com domínios constituídos de quartzo recristalizado e feldspato alternados com domínios ricos em biotita±clorita.

No actinolito e no minério é menos frequente, aparecendo como massas centimétricas intercrescidas com actinolita e magnetita±calcopirita e cristais de quartzo envolvidos por calcopirita na matriz da brecha. Regionalmente, a silicificação é estruturalmente controlada pela intensidade de milonitização das rochas encaixantes.

Alteração Sódico-Cálcica – Está relacionada com a formação adicional de albita (Figura 6.b) associada a quantidades variadas de anfibólio, epidoto, magnetita, titanita e, subordinadamente, calcita, que se sobrepõe à alteração sódica no tonalito e gabro/diorito. A princípio, ocorre como vênulas que afetam as rochas encaixantes por dezenas de metros. Estas vênulas são preferencialmente formadas por actinolita no centro e uma salbanda de albita rosa±epidoto±actinolita. Ao evoluir para o estilo pervasivo, magnetita é associada com actinolita .

Próximo ao contato com o gabro, em setores cisalhados, há a presença de um anfibólio com zonamento composicional e forte pleocroísmo em cor azul a verde (ferro edenita a hastingsita; Monteiro *et al.* 2004 e 2008), que ocorre associado à albita, magnetita e quartzo. No entanto, a actinolita é o anfibólio dominante e faz parte de uma associação formada por albita–epidoto–quartzo–titanita (Figura 6.c). No gabro/diorito também se encontram esses dois anfibólios, novamente com predomínio da associação actinolita–magnetita–clorita–quartzo±titanita. Os anfibólios (±clorita) substituem intensamente os cristais de piroxênio ígneos, que ocorrem como relíquias em textura subofítica contendo ripas de plagioclásio com intensa saussuritização (±albitização).

Vênulas de epidoto±carbonato±magnetita ou epidoto±carbonato±calcopirita com halos de albita rosa são freqüentes e cortam as rochas tonalíticas ou gabróicas já substituídas por

alteração sódica ou cálcica (Figura 6.d). Subordinadamente, ocorre carbonato na forma de microvênulas ou disseminado, associado principalmente com actinolita.

Formação de actinolito, metassomatismo de Fe e cristalização de apatita – A formação de actinolito se deve à incidência de fraturas e vênulas com actinolita±magnetita de maior granulação e paralelas à foliação milonítica, e sua intensificação em direção aos intervalos de brecha sulfetada.

A formação de grande quantidade de magnetita, inicialmente acompanhando a foliação milonítica, pode provocar a “brechação” do actinolito, de forma que setores ricos em óxido de Fe constituam corpos de magnetita. Assim como no corpo Sossego–Curral, a hematita ocorre como produto de substituição parcial da magnetita ou como plaquetas inclusas em calcopirita.

Vênulas de apatita associadas ao actinolito e à brecha mineralizada, podem apresentar preenchimento por magnetita e/ou calcopirita (Figura 6.e). A apatita apresenta inclusões de monazita (±quartzo±calcopirita±magnetita) e epidoto/allanita.

Alteração Potássica e Cloritização – Estas alterações estão relacionadas aos intervalos mineralizados de actinolitos e à zona de milonitos na lapa do minério. Podem ocorrer como substituição da alteração sódico-cálcica (Figura 6.f). Desenvolvem-se como vênulas e como zonas métricas ricas em feldspato potássico vermelho, que também pode formar halo disperso ao redor de vênulas com calcopirita. A concentração de feldspato potássico também é evidenciada pela grande quantidade de biotita ao longo da foliação milonítica e em menor proporção em actinolitos.

Nos intervalos de actinolitos, a actinolita e a alteração sódico-cálcica são substituídas por clorita, que por sua vez, também ocorre associada à actinolita, epidoto e apatita na matriz das brechas. A clorita também ocorre como produto de alteração da biotita nos intervalos com intensa milonitização, na lapa do minério. Vênulas esporádicas de clorita são encontradas cortando granito e gabro com alteração sódico-cálcica (actinolita–albita–magnetita).

Mineralização – Ocorre como vênulas e porções esparsas de calcopirita, principal fase de sulfetação, em associação com epidoto±albita± quartzo±carbonato, e está intimamente ligada à zona de actinolito/magnetito (Figura 6.g).

As mineralizações constituem o estágio final do desenvolvimento sequencial de alterações hidrotermais, resultando na brecha Sequeirinho. A calcopirita forma massas irregulares que envolvem cristais de actinolita, magnetita, apatita, epidoto e quartzo, penetrando ao longo de seus planos de clivagem e fraturas. A magnetita pode ser parcialmente substituída por hematita, que também ocorre como ripas imersas na calcopirita. Pirita aparece como inclusões ou associada à calcopirita, assim como pirita, siegenita e millerita. Inclusões menores de hessita (AgTe), melonita

(NiTe₂), Pd-melonita, molibdenita, galena, esfalerita, cassiterita, thorita e Cu nativo também ocorrem.

O ouro com 10-15% Ag ocorre incluso na calcopirita, magnetita e, em menor proporção, na titanita e epidoto. Também está associado à pirita–magnetita. Cristais zonados de Ce-allanita e epidoto ocorrem inclusos ou associados à calcopirita. Inclusões de Cu nativo e thorita também são encontradas na allanita.

As feições texturais encontradas nas brechas indicam que a mineralização ocorreu em um ambiente essencialmente rúptil, com a calcopirita não-deformada preenchendo fraturas e planos de clivagem dos minerais da matriz das brechas sulfetadas. Apenas localmente encontra-se calcopirita com evidências de deformação, muito embora não haja sinais de orientação de minerais de alteração ou sulfetos, assim como qualquer foliação nas zonas mineralizadas.

Alterações tardias – São representadas por vênulas tardias contendo epidoto±carbonato±calcopirita ou bolsões de quartzo±calcopirita que cortam tanto o granito e o gabro hidrotermalizados, quanto os actinolíticos. Além disso, observa-se microvênulas de calcita–albita±calcopirita que também seccionam o actinolítico e as brechas mineralizadas.

Corpo Pista

Silicificação – Ocorre em vênulas de quartzo incolor a branco leitoso, que pode ou não ser concordante à foliação milonítica (Figura 6.h). O quartzo também aparece envolvendo núcleos de metavulcânica albitizada (±escapolita) ou biotitizada, o que origina um aspecto fragmentado. Quando difundida, substitui integralmente a metavulcânica félsica em intervalos decimétricos.

Turmalinização – Agregados de turmalina ocorrem ao longo da foliação milonítica (Figura 6.i), como porfiroblastos, como cristais estirados paralelos à foliação milonítica, ou ainda como massas alongadas de microcristais, intercaladas com bandas enriquecidas em sílica. Além disso, a turmalina se apresenta associada a anfibólio, albita, clorita ou biotita intercalada com sílica.

Alteração Sódica (Albitização) – Corresponde ao evento inicial de formação de albita rosa hidrotermal, sendo identificado em setores menos deformados (Figura 6.j). Apresenta-se frequentemente associada ao estágio de silicificação em metavulcânicas félsicas (Figura 4.k).

Biotitização – Ocorre na forma de halos ricos em biotita que substituem a rocha metavulcânica ao redor das zonas silicificadas (Figura 6.l). Este estágio de alteração hidrotermal origina biotita milonitos, os quais são cortados por vênulas de quartzo±calcopirita ou apresentam

feição bandada com alternância de bandas ricas em quartzo com bandas ricas em biotita±turmalina. Quartzo, magnetita, turmalina e allanita também se associam à biotita.

Cloritização – Neste estágio de alteração hidrotermal a clorita substitui parcialmente a biotita presente nos halos das zonas silicificadas, podendo tornar-se dominante e invadir a rocha hospedeira. Vênulas de quartzo com halo de clorita também pode cortar zonas da metavulcânica substituída por biotita. Nesse caso, o halo de clorita promove a substituição da biotita de forma difusa.

Escapolitização – Sua ocorrência inicial é pervasiva, concomitante com o cisalhamento e anterior à silicificação. Vênulas posteriores ricas em escapolita mostram a sua ocorrência em vários estágios.

Formação de actinolita e epidoto-calcita – A actinolita se forma próxima das regiões mineralizadas, associada à calcopirita, especialmente em brechas semelhantes à brecha Sequeirinho, porém com fragmentos de metavulcânica alterada. Este enriquecimento gera actinolitos que também podem ter magnetita em abundância.

Mineralização – É representada pela ocorrência de calcopirita±pirita±molibdenita±pirrotita e ocorre de cinco maneiras: (i) disseminada na foliação milonítica da metavulcânica ácida e associada à silicificação (Figura 6.m); (ii) disseminações envolvendo e preenchendo fraturas, em associação com quartzo, turmalina e albita (Figura 6.n); (iii) ao longo de fraturas e fissuras que cortam as zonas silicificadas, não concordantes com os planos de cisalhamento; (iv) em veios com quartzo e calcita que apresentam textura de preenchimento de espaços abertos; e (v) na matriz de brechas.

As brechas são formadas por fragmentos arredondados a subangulosos das rochas hospedeiras com alteração parcial, cimentados por calcopirita com quantidades variáveis de magnetita-actinolita e apresentam-se envoltas por intervalos de actinolito brechado e rico em magnetita, que representam o preenchimento final por calcopirita intersticial, assim como no corpo Sequeirinho.

Corpo Baiano

Formação de actinolito – Esta alteração consiste na formação de envelope de anfibólios, principalmente actinolita/hastingsita, ao redor das ripas de plagioclásio que compõem o gabro encaixante. Os anfibólios ocorrem como pseudomorfos de piroxênio. Relíquias de piroxênio ainda são encontradas em setores menos alterados. Os contatos entre gabro e granito são marcados

por intervalos de milonitos ricos em biotita–quartzo, sendo o granito obliterado pela formação de actinolita.

Alteração sódico-cálcica – É representada pela associação de minerais (albita–actinolita–epidoto), assim como àquela identificada no corpo Sequeirinho. Ocorre através da substituição intensa da rocha encaixante por actinolita±magnetita, originando os actinolititos, que se relacionam com os domínios de alta deformação dúctil. De modo análogo ao evento registrado no granito encaixante do corpo Sequeirinho, nos setores com intenso cisalhamento, onde há formação de bandas ricas em albita–epidoto e actinolita, podem ocorrer vênulas concordantes de actinolita±magnetita grossas, que dão origem aos actinolititos quando há intensificação dessa alteração hidrotermal.

Alteração Sódica (Albitização) – Corresponde às vênulas de epidoto–albita rosa±carbonato±actinolita±calcopirita que cortam o gabro substituído pela assembléia sódico–cálcica ou pelo actinolitito. Estas vênulas podem apresentar zonamento, com epidoto±carbonato no centro e albita rosa ou magnetita formando um halo difuso, ou ainda albita-rosa associada à actinolita e epidoto envolvendo núcleo de magnetita±calcopirita.

Epidotização – Esta alteração se desenvolve a partir da substituição da albita rosa por epidoto, desenvolvendo deste modo intervalos dominados por epidotização.

Silicificação – Os intervalos correspondentes a esta alteração apresentam vênulas de quartzo associado com albita ou calcita, com ou sem calcopirita disseminada ± magnetita±actinolita±epidoto, que cortam o gabro. Injeções de quartzo±epidoto±calcita±óxido de Fe podem formar intervalos centimétricos brechados, com desenvolvimento de textura em pente. Pintas de calcopirita podem ocorrer dispersas nessas injeções ricas em quartzo.

Mineralizações – O minério ocorre como vênulas, fraturas e disseminações de calcopirita hospedadas no gabro afetado por alteração sódico–cálcica e pela formação de actinolititos/magnetitito. A brechação ocasional e local no gabro pode ser entendida como consequência de intensa venulação de albita rosa–epidoto–calcopirita. A calcopirita ocorre em associação com albita rosa–epidoto, quartzo–carbonato±óxido de Fe ou magnetita.

Corpo Sossego

Alteração Sódica (Albitização) – Quando comparada ao tonalito encaixante do corpo Sequeirinho, a alteração sódica inicial e de natureza regional não é pervasiva no granito granofírico (Figura 6.o). Intervalos de albitização parecem relativamente limitados aos setores com acentuada deformação e sua formação tende a acompanhar os planos de foliação milonítica (Figura 6.p).

Silicificação – Esta alteração é evidenciada pelo intercrescimento de feldspato potássico e quartzo no granito granofírico do corpo Sossego e pela grande concentração de sílica nas porções deformadas, marcadas pela formação de bolsões alongados de cristais de quartzo, que substitui e recorta cristais de plagioclásio parcialmente albitizados.

Uma segunda etapa de formação de quartzo é identificada na matriz das brechas e veios carbonáticos, onde ocorre como cristais em íntima associação com carbonato–apatita–actinolita–clorita–calcopirita (Figura 6.q).

Alteração Potássica – Neste estágio de alteração hidrotermal ocorre a formação de halos de feldspato potássico com biotita, associados com magnetita–allanita–(albita–uraninita–thorita–zircão), na zona mineralizada. A associação feldspato potássico–biotita também ocorre preenchendo microvênulas que cortam fragmentos de rocha granítica. Tais fragmentos, assim como a matriz que os envolve, também podem apresentar biotita em sua composição, neste caso em associação com calcopirita–magnetita–epidoto± apatita±actinolita±quartzo.

A formação de feldspato potássico pode resultar em obliteração da textura ígnea do protólito. Nesses setores, caracteristicamente, o feldspato passa a apresentar um aspecto turvo, e comumente é afetado por caolinização e sericitização. A formação pervasiva de feldspato potássico também ocorre em zonas deformadas, associada à silicificação (Figura 6.r).

Cloritização – É predominante em protólito granítico e manifesta-se inicialmente na forma de preenchimento de vênulas e fissuras, como agregados de microcristais placóides em associação com magnetita–epidoto/allanita, como verificado em zonas mais distais em relação aos intervalos de sistemas veios e brechas carbonáticas e sulfetadas. O protólito granítico afetado pela cloritização passa a apresentar coloração verde-escura típica e tem sua textura obliterada pelo desenvolvimento pervasivo de clorita, na forma de um agrupamento de grandes cristais.

A clorita também ocorre como produto da substituição da biotita formada no estágio anterior de alteração hidrotermal (alteração potássica), de maneira gradativa, e da actinolita. No segundo caso, são formadas massas irregulares a angulares de microcristais vermiformes de natureza tardia, que estão dispostas intersticialmente na matriz da brecha e sistemas de veios/vênulas em associação com carbonato, calcopirita, quartzo, actinolita e magnetita.

Metassomatismo de Ferro – Este estágio de alteração hidrotermal resulta na concentração de magnetita, que se apresenta como cristais finos nas fases de alteração potássica e de cloritização. A magnetita também aparece associada à actinolita–calcita–clorita–apatita–quartzo em proporções variáveis ao longo de veios, halos e nas brechas carbonáticas, sulfetadas ou não, como cristais mais grossos, associados à actinolita zonada e apatita e/ou em contato ou envolvidos por calcopirita e pirita. Nas brechas carbonáticas, a magnetita forma uma película que envolve os fragmentos graníticos intensamente alterados por cloritização principalmente, podendo substituí-los integralmente. Hematita ocorre como produto de substituição parcial da magnetita ou como ripas inclusas em calcopirita.

Alteração Cálcica – É representada por vênulas/veios e brechas com carbonato–actinolita–apatita–epidoto±titanita e associada com calcopirita–clorita–magnetita–quartzo, que cortam o granito granofírico cloritizado.

Os principais padrões de vênulas e veios encontrados no granito granofírico, que podem conter ou não sulfeto, são: (i) carbonato±quartzo (núcleo), actinolita–apatita–carbonato–magnetita±calcopirita (halo interno) e clorita–actinolita–albita rosa (halo externo difuso); (ii) apatita–actinolita–clorita–calcopirita imersos em carbonato (centro) e actinolita–clorita–magnetita (halo); (iii) actinolita média a grossa±magnetita; (iv) calcopirita maciça (núcleo ou margens) e carbonato–apatita–actinolita–clorita–magnetita (halo ou centro).

A fase final de preenchimento dos veios e brechas é formada por calcita associada à apatita–quartzo– actinolita–calcopirita, sendo que a actinolita ocorre geminada ou como cristais esqueléticos substituídos por carbonato. Também há presença de epidoto zonado e apatita rosa com preenchimento de carbonato, calcopirita, magnetita, epidoto/allanita e monazita. A apatita é uma das primeiras fases de preenchimento de veios e das brechas, crescendo perpendicularmente as paredes da encaixante ou ortogonalmente aos fragmentos do granito.

Mineralização – Corresponde à formação de calcopirita nos interstícios de cristais de apatita–magnetita–quartzo–epidoto em veios e brechas (Figura 6.s). O sulfeto também ocorre como preenchimento de planos de clivagem e fraturas em actinolita, apatita, biotita e magnetita

A presença de minerais euhedrais, tais como magnetita, actinolita, quartzo e apatita, alguns com crescimento perpendicular a parede dos veios, mostram evidências de preenchimento de espaços abertos.

Cristais de pirita, siegenita, millerita e ouro ocorrem como inclusões na calcopirita, bem como melonita, Pd-melonita, esfalerita, galena, monazita, hessita, cassiterita e thorita. O ouro ocorre como inclusões principalmente na calcopirita, embora também esteja associado com pirita, titanita e quartzo.

Alterações tardias – Consistem em vênulas e zonas com quartzo, clorita, calcita (hematita, sericita), que embora cortem localmente as zonas mineralizadas, também apresentam fraca mineralização, com calcopirita em pintas esparsas. São características de níveis crustais rasos (Figura 6.t).

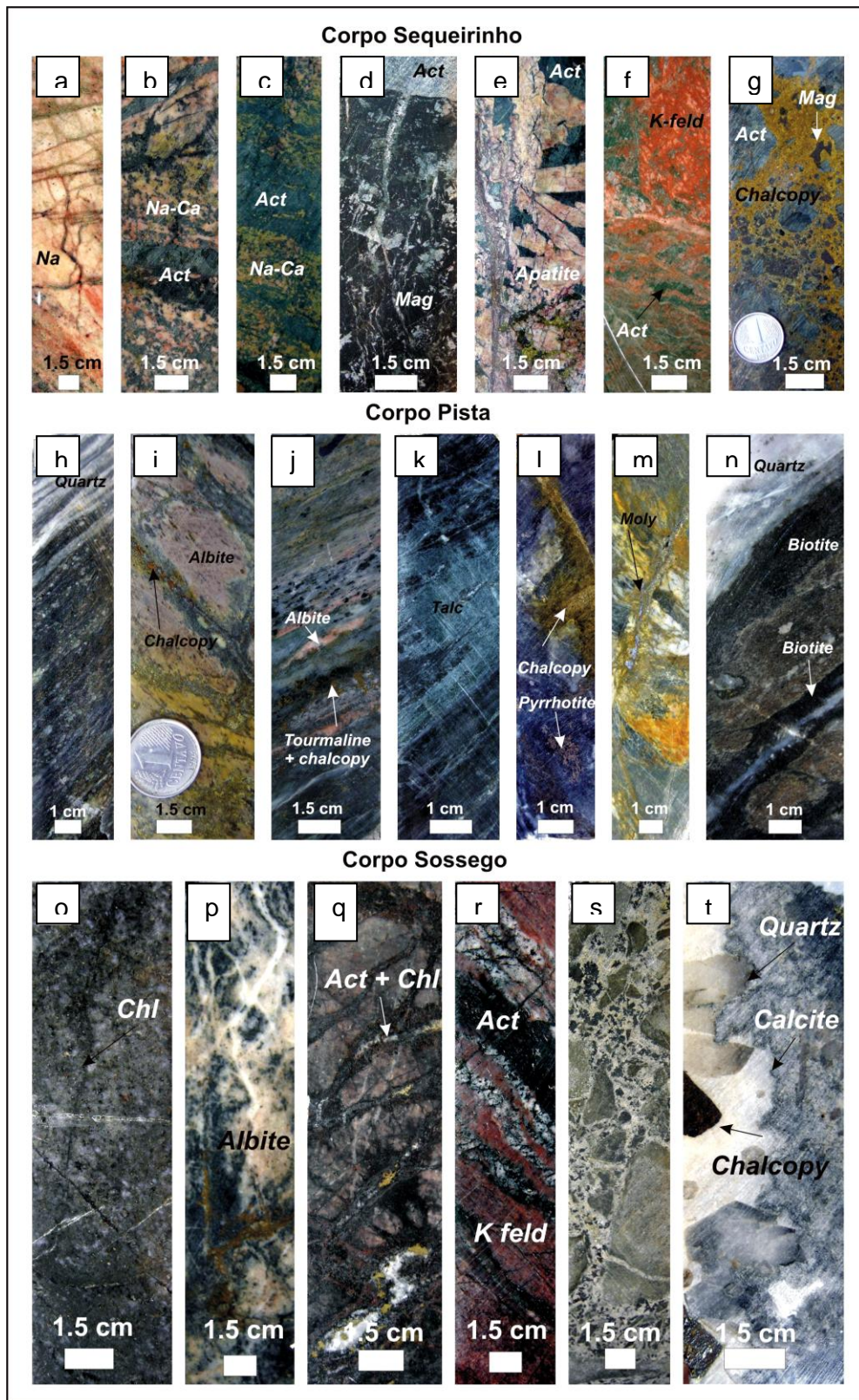


Figura 6. Prancha mostrando as distintas zonas de alteração do depósito Sossego. **Corpo Sequeirinho** - Feições características das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do corpo Sequeirinho. A. Granito albitizado; B. Granito com alteração Na-Ca com actinolita, epidoto, carbonato, e titanita; C. Granito com alteração Na-Ca com veio de actinolita; D. Rocha com intensa alteração Na-Ca localmente cortada por vênulas de calcita; E. Cristais de apatita associados com actinolita e cortados por vênulas de calcopirita; F. Metavulcânica félsica com alteração potássica com Kfs sobreposta à alteração Na-Ca; G. Brecha mineralizada com matriz rica em calcopirita;

Pista - Feições características das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas dos corpos Pista e Baiano. A. Metavulcânica fracamente milonitizada e silicificada; B. Ultramáfica metamorfisada e

milonitizada; C. Metavulcânica félsica com albitização pervasiva; D. Metavulcânica félsica com alteração sódica e silicificação; E. Metavulcânica com alteração potássica cortada por veios de quartzo ricos em biotita; F. Metavulcânica félsica silicificada com vênulas de calcopirita ; G. Gabro alterado com associação de quartzo, turmalina e biotita;

Sossego. Feições características das zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas dos corpos Sossego e Curral. A. Granito granofírico menos alterado; B. Granito granofírico albitizado com veios de clorita; C. Granito granofírico cortado por veios de biotita, clorita, magnetita, calcita, e calcopirita; D. Granito granofírico com alteração potássica com feldspato potássico cortado por veios tardios de actinolita e clorita; E. Brecha mineralizada com matriz rica em calcita; F. Calcita, quartzo e apatita tardios cortando granito granofírico;

3.3.2 Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo 118

De acordo com Tallarico (2003), os corpos mineralizados do depósito cupro-aurífero Alvo 118 são hospedados, tanto na capa quanto na lapa, por rochas intrusivas de composição tonalítica a granodiorítica. Estas rochas apresentam textura granular hipidiomórfica ou granofírica caracterizada pela formação de coroas de quartzo intercrescido com K-feldspato \pm albita no entorno de ripas de plagioclásio primário. O principal mineral acessório é a ilmenita, que ocorre confinada aos interstícios da trama quartzo-feldspática.

As intrusões estão encaixadas em quartzo-clorita xistos, que apresentam alguns *pod*s indeformados, distribuídos localmente, contendo micrólitos de plagioclásio com textura seriada, o que sugere vulcanito básico como protólito destes tectonitos (Tallarico, 2003). Torresi (2008) e Torresi *et al.* (2011) descrevem também a ocorrência de rochas derivadas e protólitos vulcânicos félsicos no depósito.

Duas gerações de diques cortam este conjunto de rochas (Figura 7). Os diques mais antigos possuem composição ácida, dacítica a riolítica. Os diques mais novos correspondem a gabros com elevado teor de magnetita (até 10 %), que segundo Tallarico (2003) não apresentam evidências de alteração hidrotermal. No entanto, Torresi (2008) e Torresi *et al.* (2011) descrevem modificações intensas nos corpos gabróicos do depósito Alvo 118, em decorrência dos processos de alteração hidrotermal.

As alterações hidrotermais que se desenvolveram no depósito são a albitização incipiente, potassificação e cloritização intensas e carbonatação associada com a mineralização, além da silicificação e oxidação tardias. Tais zonas são exibidas na prancha de ilustração que reúne fotos de testemunhos de sondagem extraídos do depósito.

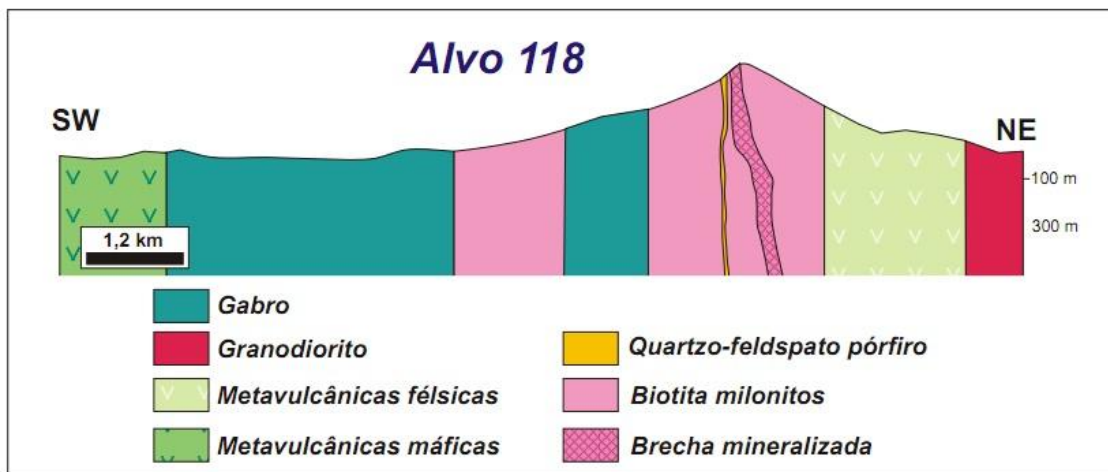


Figura 7. Seção geológica exibindo as rochas hospedeiras do minério cuprífero do depósito Alvo 118 elaborado pela VALE.

Mineralização – As mineralizações são representadas por zonas densamente cortadas por veios, em padrão *stockwork* (Figura 8.a), que estão tipicamente circunscritos a domínios de intensa cloritização e alteração potássica. Além de quartzo e calcopirita, ocorrem calcita±clorita associados e proporções variadas nestes veios. Podem ocorrer domínios métricos de sulfetos de Cu maciços a localmente disseminados, em associação com óxidos de Fe, caracterizando uma mineralização secundária e mais restrita do Cu.

A mineralização de cobre relaciona-se principalmente à calcopirita e, subordinadamente, bornita. Há frequente presença de hematita bordejando a calcopirita em zonas de minério maciço. A ocorrência de relictos de magnetita sugere progressiva oxidação do sistema hidrotermal. Também ocorrem inclusões de prata nativa, hesita e ouro nativo em calcopirita e o minério contém subordinadamente calcocita, galena, esfalerita, cassiterita, altaíta, stutzita, petzita, fluorita, thorita e minerais de ETR, tais como apatita, allanita e monazita. É notável no depósito Alvo 118, o enriquecimento em ítrio, que ocorre na yttrialita, britholita e xenotima (Tallarico 2003; Torresi, 2008; Torresi *et al.*, 2011).

Silicificação – Apresenta-se na forma de veios (Figura 8.b) e é posterior às alterações clorítica, potássica e carbonática

Cloritização – Ocorre como resultado da conversão de plagioclásio primário em clorita, que pode ou não estar associado a traços de epidoto e clinzoisita (Figura 8.c). Substituição do feldspato potássico hidrotermal por clorita também representa um processo importante no depósito Alvo 118. Reações progressivas de hidrólise também originam biotita e, posteriormente, clorita que a substituiu (Figura 8.d).

Potassificação – É representada pela ocorrência de halos de feldspato potássico adjacentes aos corpos de minério (Figura 8.e), incluindo microclínio e biotita subordinada. A coloração vermelha dos tonalitos hidrotermalizados se deve à constante presença de óxido de ferro na forma de inclusões de hematita±magnetita no feldspato potássico. Nas rochas com prótolitos máficos, principalmente vulcânicos, a alteração potássica resulta principalmente em formação de grandes quantidades de biotita, notável nos biotita milonitos presentes no depósito.

Carbonatação – Inclui principalmente veios entrecortados de calcita + quartzo ± titanita ± apatita, que tornam-se progressivamente mais intensos em direção às zonas mineralizadas (Figura 8.g). A calcita também aparece, em menor proporção, disseminada como produto da quebra do plagioclásio.

Oxidação – Corresponde à oxidação da ilmenita para rutilo+hematita/magnetita±titanita (Figura 8.h).

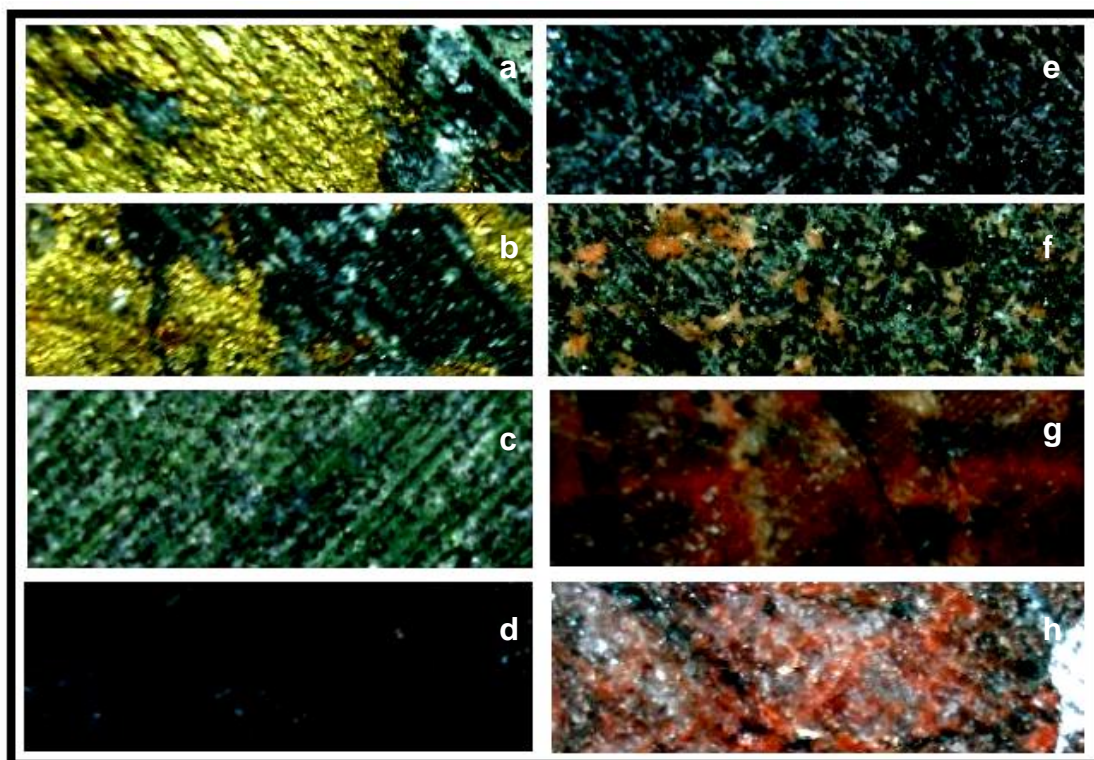


Figura 8. . Prancha de fotos das amostras do depósito Alvo 118. (a) amostra FD453/279,70 com mineralização de Cu; (b) amostra FD443/49,35 intensamente silicificada e sericitizada; (c) amostra FD 443/183,90 rocha cloritizada e com veios de calcopirita e quartzo, associada à mineralização; (d) amostra FD 443/41,70 rocha silicificada, cloritizada, e com sericita, biotita e muscovita; (e) amostra FD 441/283,70 Rocha com alteração potássica (feldspato potássico) e silicificada; (f) amostra FD 443/152,00 Rocha albitizada, silicificada, com calcita e clorita; (g) amostra FD 443/190,80Subvulcânica félsica albitizada, silicificada e cortada por veios com biotita; (h) amostra FD 388/88,20 Metagabro pouco alterado hidrotermalmente com biotita + clorita (alteração da bt) +anfibólio + magnetita + apatita ± cpy.

3.3.3 Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo Bacaba

As mineralizações do Alvo Bacaba são hospedadas por rochas intrusivas félsicas representadas pelo Tonalito Bacaba e pelo Granito Serra Dourada (Moreto *et al.*, 2011), além de corpos gabróicos. As porções menos alteradas dos gabros apresentam coloração verde escura e textura fanerítica média, com ripas de plagioclásio que sugerem relíquias de textura ofítica a sub-ofítica, associadas com piroxênio já parcialmente substituído por anfibólio e, subseqüentemente, por biotita. As feições destas intrusões sugerem um protólito gabróico.

Os contatos entre as encaixantes é por vezes marcado por intensa alteração hidrotermal concomitante ao cisalhamento ao qual elas se associam, resultando em um milonito com aspecto híbrido e apresenta zonas silicificadas e enriquecidas em feldspato potássico, escapolita e epidoto. Diques quartzo-feldspato pórfiros com alteração hidrotermal ocorrem mais subordinadamente, apresentando textura porfirítica com megacristais de quartzo e feldspato.

As zonas hidrotermais são verticalizadas (Figura 9) e sua distribuição fortemente controlada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil e pela geometria dos diques gabróides (Augusto *et al.*, 2008; Roscito, 2009). A evolução temporal de desenvolvimento dessas zonas, proposta por Augusto *et al.*(2008), obedece a ordem apresentada a seguir com as sínteses das descrições elaboradas pelos autores.

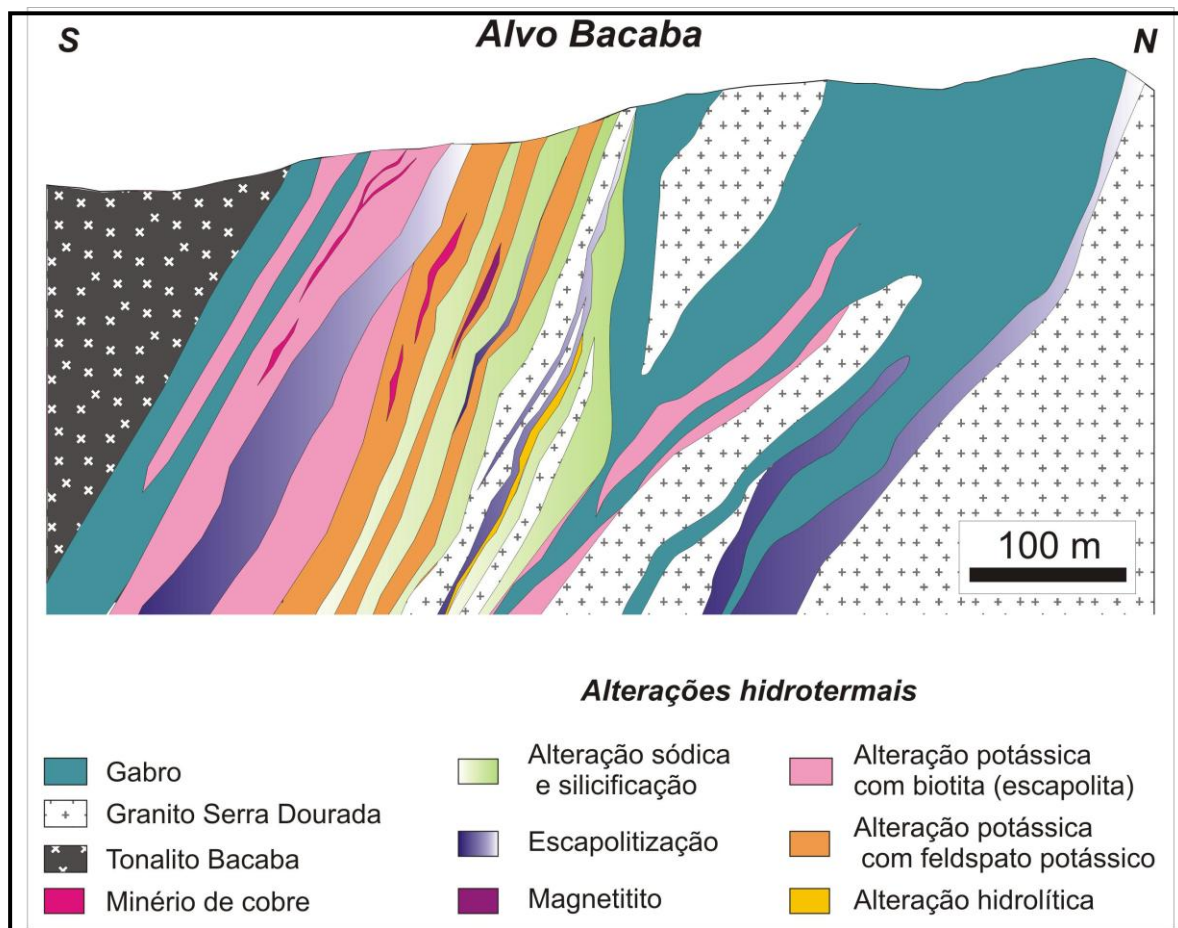


Figura 9. Seção esquemática das zonas de alteração hidrotermal elaborada pela VALE, incluindo a interpretação da distribuição das zonas de alteração realizada por Augusto et al. (2008), com base em estudos petrográficos e descrição de testemunhos de sondagem.

Albitização – Ocorre na forma de vênulas e veios ou como substituição parcial e/ou total do gabro e intrusivas félsicas (Figura 10.a). Quando hidrotermalizadas apresentam comumente coloração esverdeada (escapolitização) ou vermelha intensa (alteração potássica com microclínio). As zonas de coloração rósea são caracterizadas pela substituição de feldspatos ígneos por cristais euédricos a subeuédricos de albita com textura tabuleiro de xadrez. No gabro, a albita hidrotermal ocupa os interstícios dos cristais de plagioclásio ígneo, bastante saussuritizado, e relíquias de piroxênio. Também é notada a formação de albita tardia relacionada aos minerais de minério, principalmente à calcopirita.

Silicificação – A silicificação afeta as rochas intrusivas félsicas geralmente sobrepondo-se a albitização inicial (Figura 10.b). A silicificação resulta na formação de quartzo nos espaços intersticiais entre cristais de albita em rochas previamente hidrotermalizadas, como também acompanha a alteração potássica com feldspato potássico.

Escapolitização – Esta alteração oblitera parcial ou totalmente as rochas intrusivas félsicas em particular, o que confere a elas coloração esverdeada característica. No gabro, a escapolitização resulta em coloração cinza esverdeada. Em rochas intensamente escapolitizadas, texturas ígneas são completamente obliteradas e a identificação do protólito apenas é possível com a observação das transições entre litotipos mais preservados e intensamente escapolitizados. Em alguns casos, as bordas dos feldspatos ígneo e de albita hidrotermal apresentam-se corroídas e parcialmente substituídas por escapolita. Esta alteração apresenta-se mais intensa ao redor de veios de escapolita (Figura 10.c). Os veios apresentam coloração branca a creme ou avermelhada devido à presença de goethita. Nos veios, a escapolita ocorre como grandes cristais fibrosos ou prismáticos com baixa birrefringência, típica de escapolita marialítica em associação com quartzo, magnetita, fluorita e epidoto (Figura 10.d). A escapolita inicial é comumente substituída por feldspato potássico, biotita, muscovita, illita ou caolinita.

Alteração potássica com K-feldspato – Ocorre como faixas orientadas ao longo da foliação milonítica com intensa cor vermelha e resulta na formação de grandes cristais eudrais de microclínio que substituem feldspatos pré-existentes (Figura 10.e). A alteração é descontínua, controlada por fraturas, mas avança para alteração mais generalizada com a substituição dos demais minerais presentes na rocha. Nessas zonas, rutilo e grande quantidade de zircão são comuns. No gabro, essa alteração é menos evidente. Embora alguns veios de feldspato potássico cortem zonas albitizadas, escapolitizadas e ricas em magnetita, eles geralmente antecedem a formação dos sulfetos.

Alteração potássica com biotita – Ocorre nas rochas gabróicas, tipicamente finas e de cor marrom escura, foliadas e cortadas por vênulas. São compostas por biotita, mas quartzo com extinção ondulante, magnetita, microclínio, escapolita, turmalina, muscovita e zircão estão presentes. Biotita fina, em geral, forma-se ao longo da foliação milonítica e corta e substitui rochas escapolitizadas, assim como o feldspato das zonas de (Figura 10.f) potássica. Ocorre ainda, uma geração de escapolita na forma de porfiroblastos ou como poiquiloblastos que, possivelmente, representa o produto da alteração hidrotermal de plagioclásio pré-existente na rocha. Vênulas de feldspato potássico também cortam as zonas ricas em biotita, sugerindo múltiplos pulsos de fluidos e recorrência dos estágios de alteração.

Cloritização e epidotização – As zonas de cloritização sobrepõem-se às zonas de alteração potássica nos protólitos félsicos e máficos (Figura 10.g), marcando o domínio da mineralização de cobre. A epidotização é comum em milonitos silicificados e albitização que marcam o contato entre granito e gabro. A mineralização encontra-se principalmente associada à intensa cloritização que, por sua vez, também é estruturalmente controlada, em geral, concordante com a foliação milonítica.

Mineralização – A mineralização é representada pela formação de vênulas, veios, bolsões e zonas de substituição controladas pelo desenvolvimento de foliação milonítica. As zonas mineralizadas são comuns nos contatos entre diferentes litotipos, incluindo magnetitito, gabro e intrusiva félsica (Figura 10.h). Em zonas intensamente afetadas por alteração potássica, o feldspato é cortado por veios mineralizados com calcopirita, acompanhada por clorita, albita, calcita, epidoto (Figura 10.i), clinozoisita, allanita, apatita, monazita, rutilo e magnetita. O principal mineral de minério é calcopirita que ocorre associado com bornita e calcocita. Magnetita eudral alterada ao longo de suas bordas e em fraturas com hematita é comum nos intervalos mineralizados. Hematita também ocorre em filetes ou cristais alongados associada com calcopirita.

Formação de óxidos de ferro – Magnetita ocorre associada à escapolitização inicial, principalmente em veios nos quais a escapolita está mais preservada. Ocorre como cristais eudrais a sub-eudrais, preenchendo fraturas na escapolita ou como cristais orientados ao longo da foliação milonítica. Em zonas de escapolitização intensamente milonitizadas, afetadas por alteração retrógrada, relíquias de magnetita ocorrem como cristais xenomórficos menores associados a óxidos de Fe-Ti-(Mn) e goethita. No gabro, a alteração potássica com biotita pode ser acompanhada por formação de abundantes quantidades de magnetita (Figura 10.j). A magnetita ocorre ainda nas zonas mineralizadas onde se encontra parcialmente substituída por hematita.

Alteração hidrolítica/sericitização – A sericitização é controlada por redes de fraturas e pela foliação milonítica (sin e pós-milonitização) e é acompanhada por formação de muscovita, epidoto e hematita resultante da alteração da magnetita. Essa alteração também pode associar-se a intervalos mineralizados com calcopirita.

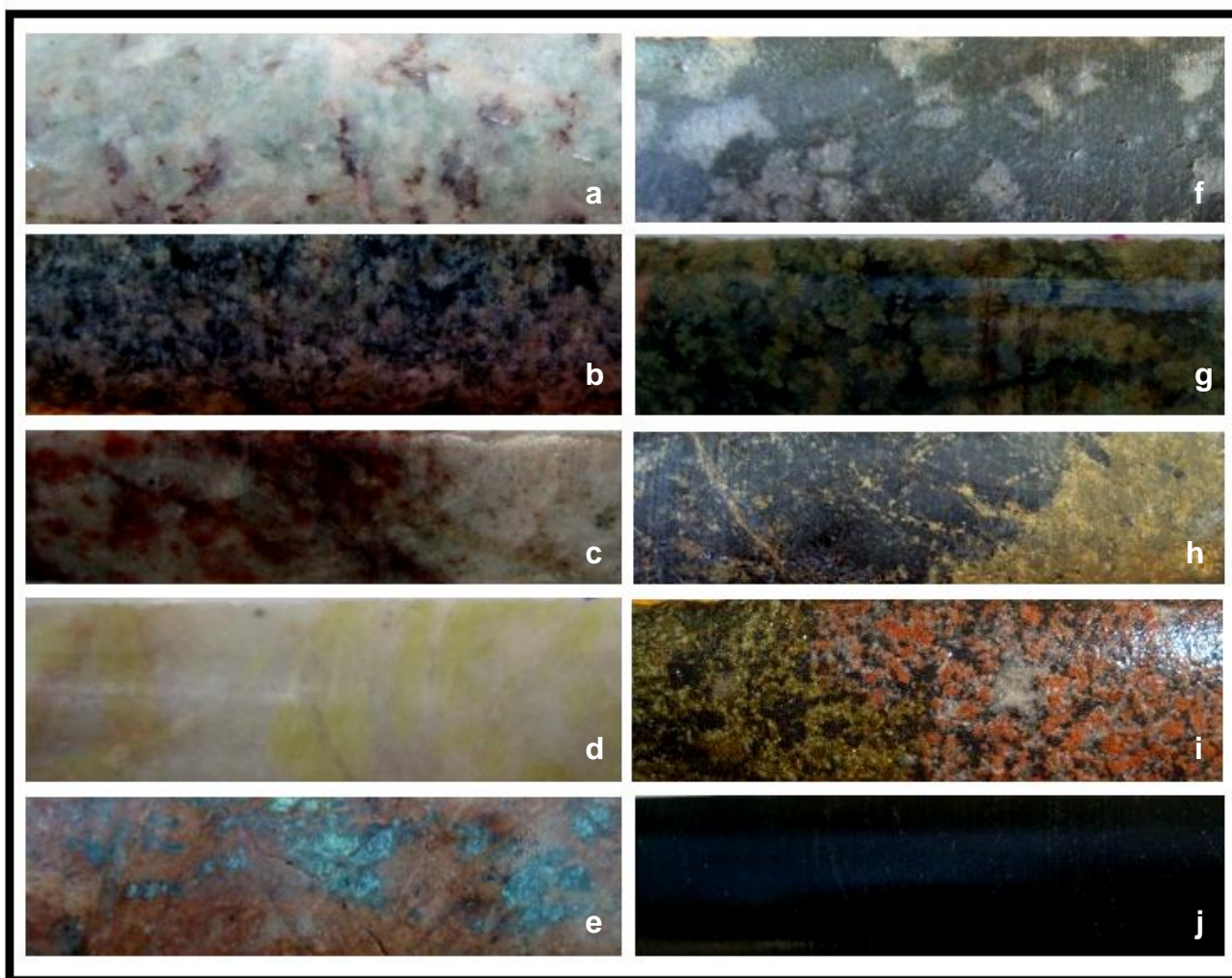


Figura 10. Prancha de ilustração das distintas zonas de alteração hidrotermal em testemunhos de sondagem do depósito Alvo Bacaba. (a) amostra BAC-08 – protólito granítico (Granito Serra Dourada) menos alterado, com albitização, silicificação, escapolitização, *alteração potássica* e *sericitização incipientes*; (b) amostra BAC-15 – rocha granítica com silicificação e escapolitização intensa (zona escapolitizada com alteração disseminada); (c) amostra BAC-16 – veio de escapolita cortando rocha granítica intensamente alterada (zona escapolitizada com alteração fissural); (d) amostra BAC-09 – veio de escapolita com intensa sericitização e alteração potássica incipiente (zona escapolitizada com alteração fissural); (e) amostra BAC-10 – rocha granítica com intensa alteração potássica, com albitização subordinada e sericitização incipiente (zona de alteração potássica com feldspato potássico); (f) amostra BAC-03 – Tonalito Bacaba com silicificação, alteração potássica intensa e cloritização incipiente (zona de alteração potássica com biotita); (g) amostra BAC-07 – rocha com silicificação, alteração potássica, epidotização e sericitização incipiente (zona de epidotização); (h) amostra BAC-17 – mineralização e turmalinização com alteração potássica e sericitização incipientes (zona mineralizada); (i) amostra BAC-20 – rocha com intensa alteração potássica e mineralização, com cloritização e epidotização incipientes (zona mineralizada); (j) amostra BAC-01 – protólito básico com intensa alteração potássica com biotita e cloritização subordinada.

3.3.4 Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Alvo Castanha

As rochas hospedeiras do Alvo Castanha correspondem a pórfiros riolíticos e corpos de gabro (Figura 11) obliteradas por sucessivos estágios de alteração hidrotermal, que resultaram em zonas de alteração hidrotermal, distribuídas em toda a extensão do depósito (Figura 12).

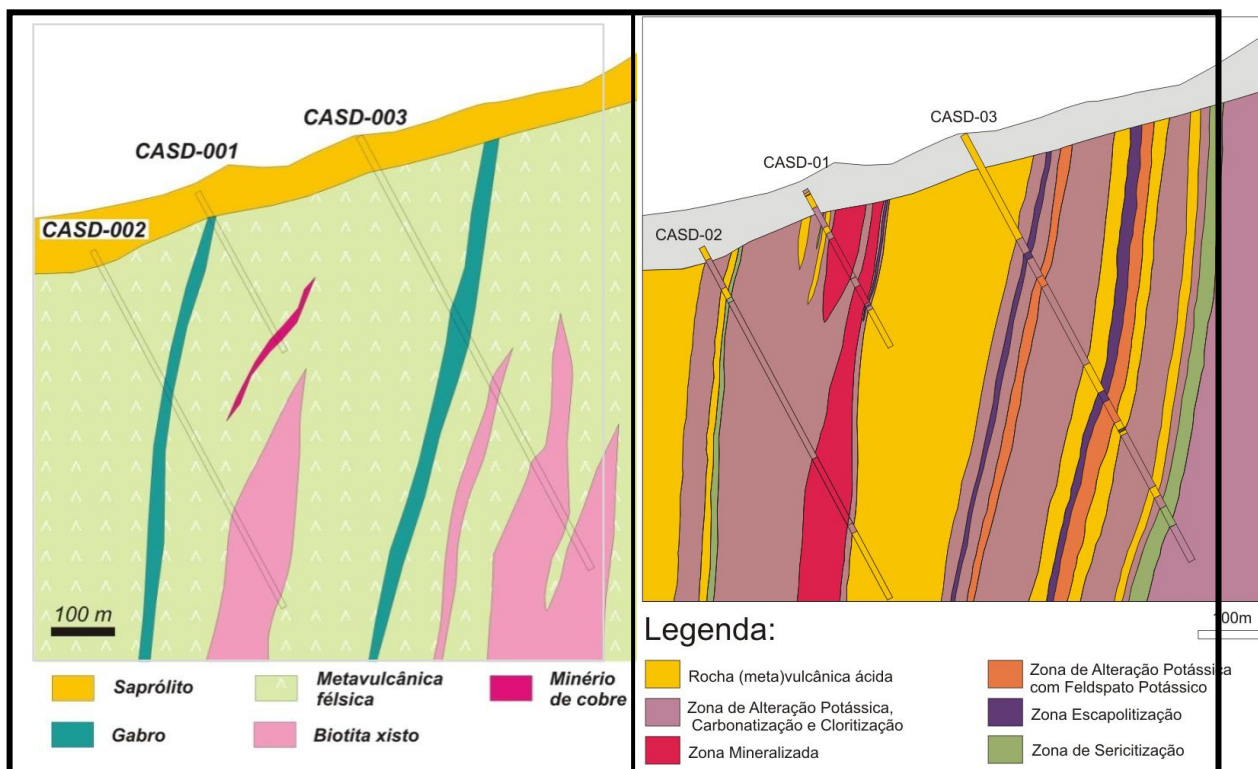


Figura 11. Perfil geológico do Alvo Castanha elaborado pela VALE.

Figura 12. Perfil das zonas de alteração hidrotermal do Alvo Castanha, feito com base no perfil geológico e na descrição dos testemunhos (Pestilho 2011).

As sub-vulcânicas ácidas (pórfiro riolítico) são predominantes no depósito e apresentam textura porfírica com mega cristais euédricos a subédricos e bipiramidal (entre 0,5 mm e 3 mm de dimensão no maior comprimento). A matriz apresenta textura fanerítica fina. Comumente os megacristais apresentam borda de quartzo distinta do núcleo mais preservado. Tal característica é facilmente notável ao microscópio, bem como as inclusões e substituições por fases hidrotermais nessa borda.

Verificou-se a ocorrência da rocha sub-vulcânica ácida na forma de clastos em brechas, que exibem foliação milonítica e estruturas S-C que são identificadas pela cominuição e estiramento de cristais de quartzo e de outras fases minerais hidrotermais.

Rochas subvulcânicas básicas constituem outro litotipo identificado. Elas apresentam textura fanerítica fina, que ao microscópio exhibe as mesmas associações minerais características das subseqüentes alterações hidrotermais (por exemplo, intensa cloritização) identificadas no primeiro litotipo, e coloração preto-esverdeada. No entanto, nesse litotipo, anfibólio e ilmenita $[(Mn,Fe)_{1,00}Ti_{0,995}O_3]$, são comuns nas porções mais distais da zona mineralizada. Pontualmente ocorre textura ígnea inequigranular, ofítica ou subofítica. Ilmenita predomina nas porções mais afastadas da zona mineralizada, enquanto que em amostras intensamente hidrotermalizadas ilmenita é substituída por rutilo e por carbonatos.

Diferentemente da rocha sub-vulcânica ácida, esse litotipo não exibe deformação em nenhuma das amostras observadas, o que reflete a característica isótropa da rocha. A presença de textura típica de rochas subvulcânica e a ausência de megacristais de quartzo bipiramidal são aspectos determinantes deste litotipo. Entretanto o seu reconhecimento é difícil em amostras de mão devido ao intenso hidrotermalismo.

Monteiro *et al* (2007) propõe que a textura reliquiar inequigranular, somada às demais características apresentadas, indique correspondência com os diques de diabásio que cortam os pórfiros rióliticos, descritos na área.

As mineralizações cupríferas apresentam-se envoltas por uma zona com alta concentração de carbonatos, indicando carbonatização. O entorno desta zona, por sua vez, é marcado pela ocorrência de alteração potássica com formação de biotita. Cloritização entorna a zona de alteração potássica. Zonas de escapolitização e de alteração potássica com feldspato potássico são, em geral, distais em relação aos corpos de minério. As regiões de ocorrência do protólito máfico é marcada por alteração potássica com hastingsita e cloritização.

As zonas de alteração hidrotermal e as mineralizações do depósito Alvo Castanha foram identificadas e caracterizadas por Pestilho (2009) e breve descrição de cada uma delas é apresentada a seguir. Também é exibida uma prancha (figura 9) com fotos de testemunhos de sondagem extraídas de estudo litoquímico realizado por Carvalho (2010), que exibem as feições das diferentes zonas de alteração identificadas.

Silicificação – Ocorre em estilo disseminado (*pervasivo*) e/ou fissural e apresenta grande quantidade de quartzo de origem reconhecidamente hidrotermal observada em ambos os litotipos hospedeiros e predomina nas amostras mais distais em relação zona mineralizada.

O estilo disseminado dessa alteração é formado por cristais de quartzo predominantemente anédricos, que variam de poucos micrômetros até algumas cerca de 1 milímetro. Em geral, estes cristais exibem extinção ondulante e alguns apresentam extinção radial. É muito comum quartzo de origem hidrotermal associado à biotita nas rochas vulcânicas ou ao anfibólio na provável rocha subvulcânica. Alguns cristais de quartzo, assim como as bordas de quartzo que envolvem os megacristais herdados da rocha vulcânica ácida também possuem inclusões de biotita.

Silicificação fissural ocorre por meio de vênulas e veios de quartzo. Neste caso os cristais de quartzo ocorrem com tamanhos de poucos milímetros (1 a 2 milímetros) até cerca de 1 cm ou mais. Estas estruturas parecem indicar a formação de outra geração de quartzo mais tardio, que teria se formado junto aos sulfetos (pirita e calcopirita principalmente), além de feldspato potássico, albita, sericita e escapolita.

Quando a alteração ocorre de forma disseminada os cristais exibem geminação do tipo tabuleiro de xadrez e do tipo albita sendo substituída por escapolita, apatita, fluorita, biotita, epidoto, calcita e clorita. Na forma fissural, os cristais podem ou não apresentar geminação do tipo albita, associada à clorita, titanita e minerais carbonáticos, confinados a vênulas. Em casos raros, estas vênulas apresentaram-se associadas à pirita e calcopirita, com albita substituindo o feldspato potássico e a escapolita e sendo sericitizada e cortada por carbonatos.

Foi observada a associação de albita e hematita em porções distais da mineralização, com hematita como cristais muito pequenos, granulares, associados aos cristais de albita.

Escapolitização – Pode ocorrer disseminada ou restrita às vênulas e veios. Em ambos os casos a escapolita (predominantemente marialítica) ocorre em cristais orientados ao longo de uma foliação milonítica. Nos veios, cristais fibrosos de escapolita exibem indicadores cinemáticos e estruturas S-C. Fluorita e apatita ocorrem tipicamente em equilíbrio com a escapolita. Predominam escapolitas mais cálcicas nas regiões mais distantes das mineralizações, tendo sido observados cristais zonados de escapolita, em geral, com núcleos mais cálcicos e bordas de composição mais sódica. Escapolita cloritizada e substituída por hastingsita, associada à biotita, albita e calcita, foi observada cortada por feldspato potássico. Na forma disseminada, ela ocorre substituindo albita hidrotermal e raramente associa-se com hematita e rutilo.

Alteração Potássica – a alteração potássica ocorre de dois modos distintos: com formação de feldspato potássico e com formação de biotita (Figura 13.a).

A alteração potássica com feldspato potássico ocorre tanto disseminada, com o feldspato potássico alterando a escapolita, e às vezes sendo albitizado, como fissura (Figura 13.b). Nas zonas disseminadas foi observado a substituição deste feldspato por biotita disseminada, por vezes se preservando apenas as porções intensamente sericitizadas. Vênulas tardias com feldspato potássico, que cortam as zonas com biotita sugerem diferentes gerações de feldspato potássico.

As zonas com biotita ocorrem preferencialmente disseminadas e subordinadamente fissurais por meio de vênulas distais à mineralização (Figura 13.c), assim como biotita associada a veios e vênulas de quartzo, com clorita, carbonatos, escapolita, pirita e calcopirita. É típica a associação de biotita e turmalina, principalmente nas porções distais de vênulas contendo sulfetos ou da zona mineralizada. Turmalina é comumente observada sendo substituída por clorita.

Biotita foi observada substituindo o quartzo e escapolita. Nas porções mais proximais em relação à zona mineralizada e em fragmentos de brechas, a biotita distribui-se ao longo de uma foliação que exhibe cristais de quartzo cominuídos, interpretada como foliação milonítica.

A presença de biotita ao redor de porções alteradas de feldspato potássico e cortando as zonas ricas em biotita é comum. A biotita, contudo, aparece substituindo fortemente o feldspato

potássico que ocorre disseminado em zonas onde predominam alteração potássica com este feldspato. De modo similar biotita ocorre substituindo albita.

A associação de biotita com estilpnomelano e zircão também é comum, sendo sua associação com anfibólio mais rara. A relação entre esta última fase e a biotita indica relação de equilíbrio, pois alguns cristais de biotita exibem contatos retos com cristais de anfibólio. Em rochas reconhecidamente derivadas de protólitos de rochas de composição básica, o anfibólio foi reconhecido como principal fase hidrotermal, contudo, foi observado que este mineral não se restringe a estas rochas, ocorrendo também em hospedeiras que tiveram como protólito rochas metavulcânicas ácidas.

Alteração Sódica (Albitização) – é caracterizada pela presença de albita hidrotermal subédrica, mais límpida do que os plagioclásios ígneos e/ou com texturas e geminação distintas daquelas reconhecidas para minerais de origem ígnea (Figura 13.d) . Exibem geminação tipo albita ou em tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*), com rara ocorrência de padrão de geminação em leque.

Cloritização – Caracterizada pela ocorrência de clorita anédrica, com cor tipicamente verde-oliva, com pleocroísmo variando de verde-oliva a incolor, com cor de birrefringência anômala. A clorita ocorre geralmente como alteração fissural, alterando feldspato potássico, albita, biotita, escapolita e o anfibólio (Figura 13.e). Cloritização generalizada foi observada nas porções mais distais e menos profundas da zona mineralizada, alterando o anfibólio e a biotita. Foram observados também: clorita inclusa por calcita em vênulas.

Sericitização – Corresponde a cristais de sericita que ocorrem como produto de intensa alteração ou alteração parcial do feldspato potássico. Esta alteração é observada nas porções mais distais da zona mineralizada, assim como o feldspato potássico. Nas porções onde sericita foi observada em grande quantidade, apresenta-se em equilíbrio com quartzo onde provavelmente existia feldspato potássico. Esta associação fica clara em amostras de testemunho, onde o quartzo ocorre bordejando a sericita.

Formação de Magnetita – A Magnetita ocorre em vênulas, cortando zonas de alteração potássica com biotita, silicificação, alteração sódica, e associada junto à calcopirita e pirita em vênulas distais a mineralização. Também ocorre como cristais disseminados cortando cristais de biotita, e sendo observada principalmente associada junto de calcopirita e pirrotita, em zonas de carbonatização/mineralização. Em porções distais a mineralização ocorre, menos comumente, associada à presença de ilmenita.

Carbonatização – É caracterizada pela ocorrência de calcita disseminada pela rocha, ou associada aos sulfetos nas vênulas e brechas (Figura 13.f). A calcita também ocorre em associação com epidoto em vênulas e adjacente aos sulfetos. São menos comuns nas porções nas quais foi observada a foliação milonítica, ocorrendo apenas como fases tardias, preenchendo micro-falhas, vênulas e fraturas em sulfetos em óxidos (Figura 13.g) .

Os minerais carbonáticos ocorrem substituindo e/ou incluindo diversas fases minerais, tais como biotita, escapolita, anfibólio, albita e, em especial, fluorita e apatita. Vênulas de calcita cortam todas as fases presentes, com exceção dos sulfetos que são inclusos pela calcita, sendo que a carbonatização aparenta representar o último estágio de alteração reconhecido. Em alguns casos, clorita e minerais cloritizados inclusos em veios de minerais carbonáticos são comuns. Nas brechas mineralizadas, carbonatos não deformados ocorrem também na matriz das brechas ou em clastos carbonatizados. A associação típica entre os sulfetos e minerais carbonáticos, em especial nas brechas sulfetadas, indica uma provável associação da deposição dos sulfetos com a formação de calcita.

Mineralização – Ocorrem em vênulas e veios que cortam as hospedeiras e as brechas, representadas pela concentração de cristais de calcopirita, pirita, pirrotita e marcassita subordinada, associada à pirita (Figura 13.h). As brechas predominam em domínios nos quais foliação milonítica pode ser reconhecida nas rochas encaixantes, embora comumente os corpos de brecha interceptem a foliação milonítica. Nos veios e vênulas distais em relação à zona de maior concentração do minério, pirita ocorre, geralmente associada com calcopirita, quartzo, calcita, albita, escapolita, cloro-apatita, fluorita e magnetita (Figura 13.i). Nas brechas, pirrotita ocorre como cristais predominantemente anédricos, também associados à calcopirita, porém com esfalerita e, menos comumente, marcassita subordinadas.

Podem ocorrer magnetita, associada a algumas porções da mineralização, e esfalerita junto as brechas associada à pirrotita e calcopirita. Uraninita, monazita $(\text{Ce,La,Nd})_{0,94}\text{P}_{1,04}\text{O}_4$, pentlandita, cobalto-pentlandita $[(\text{Ni,Co,Fe})_{9,20}\text{S}_{8,39}]$, Pd-melonita $(\text{Fe,Ni,Pd})_{0,31}\text{Te}_{0,61}$, sugakiita $(\text{Cu}_{0,66}(\text{Fe,Ni})_{8,4}\text{S}_{8,42})$, pirita contendo Ni $(\text{Fe,Ni})_{0,79}\text{S}_{1,72}$, molibdenita $(\text{Mo}_{0,34}\text{S}_{2,06})$, e galena também foram identificadas a partir do EDS como inclusões em sulfetos. Galena também ocorre como pequenos cristais na zona mineralizada dispersos nos fragmentos líticos de brechas, algumas vezes associada com esfalerita.

Além dos minerais de ganga observados nos veios, as brechas também apresentam biotita, clorita, allanita, estilpnomelano e carbonato com ETR nos clastos líticos envolvidos por sulfetos. A allanita parece sempre estar presente associada aos sulfetos e ocorre inclusive em pirrotita e calcita, parecendo não ser alterada por esse último mineral. Raramente é encontrada cloritizada, parecendo ser um mineral resistente às alterações.

As vênulas tornam-se maiores e orientadas ao longo da foliação milonítica nas porções mais proximais em relação aos corpos de minério de mais alto teor. Em tais corpos, representados

pelas brechas, a proporção de calcopirita/pirrotita aumenta e a brecha, constituída predominantemente por calcopirita, apresenta aspecto quase maciço (Figura 13.j). Após o intervalo mineralizado, as brechas passam a não ser mais observadas e a foliação milonítica com o predomínio de biotita associada com escapolita, assim como vênulas de quartzo e clorita tornam-se novamente evidentes. Localmente, foram observadas brechas com fragmentos líticos e de sulfetos estirados ao longo da foliação milonítica.

Os minerais de minério apresentam as seguintes relações texturais: calcopirita ocorre principalmente nas bordas e interstícios de cristais mais euédricos de pirita, enquanto que pirrotita e esfalerita ocorrem na borda de calcopirita. De modo similar, a marcassita ocorre nas bordas dos cristais de calcopirita. Pirita e calcopirita por sua vez foram observadas em fraturas no interior de cristais de magnetita. Não foi observado o contato direto entre pirita e pirrotita, embora tivesse sido observada a associação pirita-calcopirita-pirrotita. Também foi observada a presença de pirrotita, associada ao anfibólio, escapolita, biotita, apatita, clorita, em porção já afastada dos corpos contendo calcopirita em grande teor.

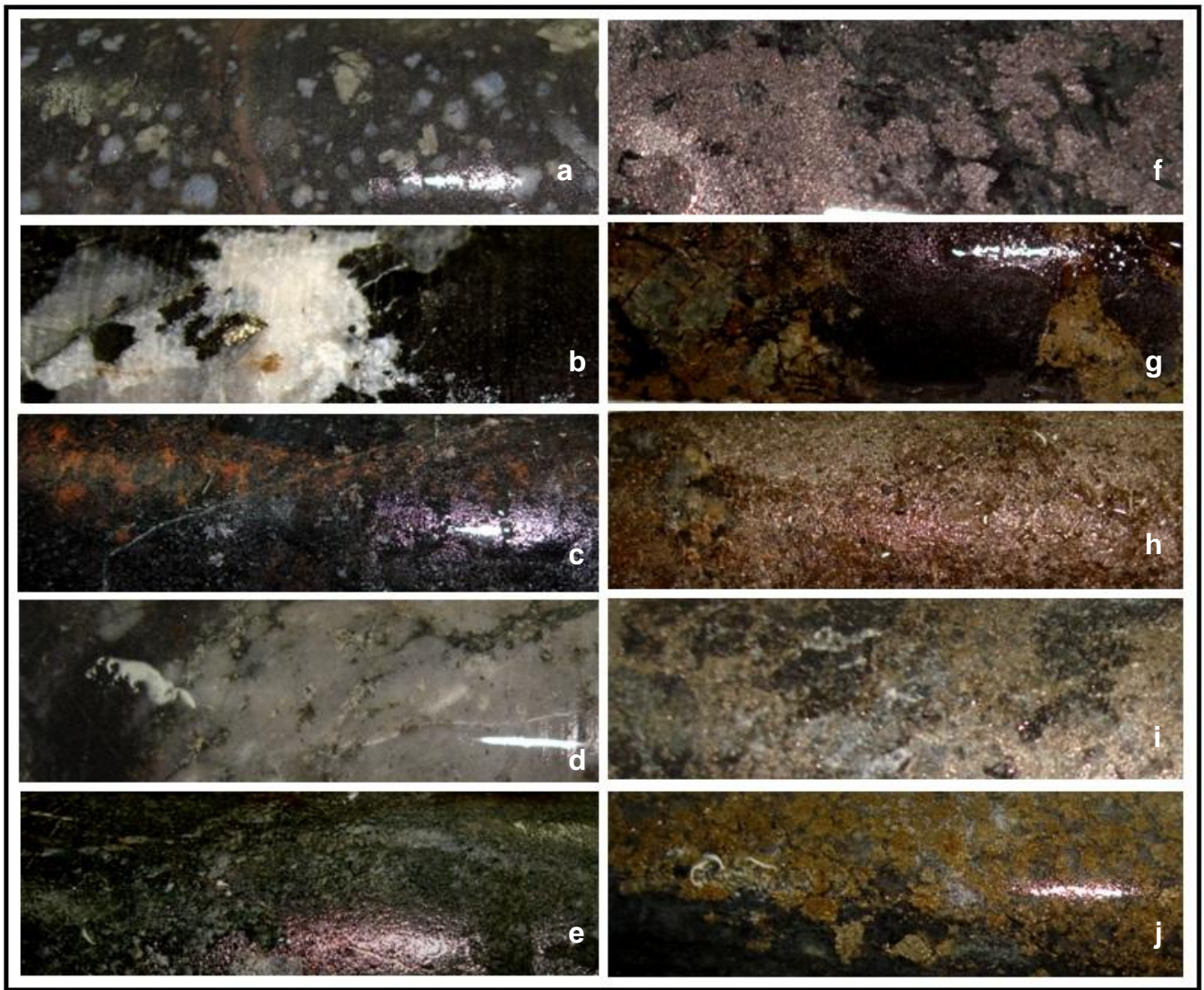


Figura 13. Prancha mostrando as distintas zonas de alteração hidrotermal em testemunhos de sondagem do depósito Alvo Castanha. (a) amostra CTND1/245,48 – quartzo-feldspato pórfiro com veio evidenciando alteração potássica com biotita incipiente; (b) amostra CTND-02 320,20 – pórfiro riolítico com alteração potássica com biotita; (c) amostra CTND-02 320,20 – pórfiro com alteração potássica com biotita; (d) amostra CASD-01 69,90 – pórfiro com alteração sódica, potássica com biotita e sericitização; (e) amostra CATD-09 218,00 – pórfiro com alteração potássica com feldspato potássico e cloritização; (f) amostra CNTD2/367,27 – pórfiro com alteração sódica e cálcica, com magnetita (formação de óxido de ferro); (h) amostra CASD01/190,65ab – brecha mineralizada com pirrotita; i) amostra CASD01/121,60 – brecha mineralizada com pirrotita disseminada em veios; (j) amostra CNTD2/320,40 – brecha mineralizada com calcopirita, associada à carbonatização

4. LITOQUÍMICA

4.1 Análises Químicas

Os resultados das análises geoquímicas das amostras selecionadas dos depósitos Sossego, Alvo 118, Castanha e Bacaba são apresentados no Anexo. Para os quatro depósitos as respectivas amostras foram agrupadas de acordo com o estágio de alteração hidrotermal predominante com a finalidade de facilitar a interpretação dos dados geoquímicos quanto aos possíveis efeitos associados com os estágios de alteração precedentes ou superpostos aos atributos de cada amostra.

Nos gráficos confeccionados a partir desses dados, os óxidos foram plotados em porcentagem e os elementos em ppm, e a legenda utilizada é apresentada a seguir (Figura 14).

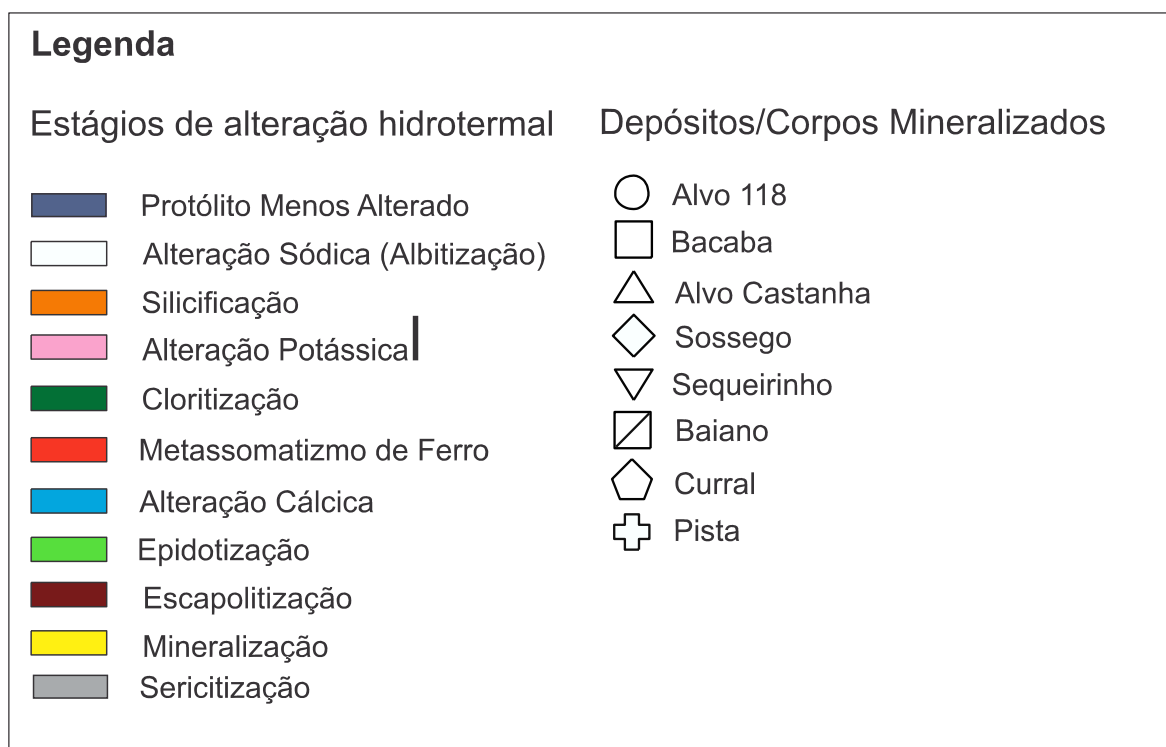


Figura 14. . Legenda utilizada nos diagramas de análise química.

Diagramas de Harker

Para os quatro depósitos verificou-se que, de modo geral, os maiores conteúdos de sílica são relativos às rochas menos alteradas, tratadas como protólitos dos respectivos depósitos, embora apresentem alterações incipientes. Os picos de concentração de sílica ocorrem nas

amostras BAC-18 (78.3%) escapolitizada, SOS-34 (76,8%), no protólito com incipiente alteração potássica CTND01/245,48 (74,85%) e na amostra FD441/283,7 (74,55%) com alteração potássica com biotita, dos depósitos Alvo Bacaba, Sossego, Alvo Castanha e Alvo 118, respectivamente. As rochas mineralizadas em todos os depósitos apresentam baixas concentrações de sílica em contraste com o notável enriquecimento em Fe. É importante destacar que o enriquecimento em sílica apresentado por algumas rochas com avançada alteração é esperado devido ao desenvolvimento de veios de escapolita e silicificação tardia. Além disso, o elevado conteúdo de sílica apresentado pelo grupo de amostras menos alteradas do Alvo Castanha indica silicificação do protólito sub-vulcânico.

Altos conteúdos de CaO (até 20%), quando comparados à sílica, são observados, sobretudo, para as amostras mineralizadas dos corpos do depósito de Sossego, indicando forte vínculo entre a formação de calcita, epidoto, apatita e minério, o que caracteriza uma alteração cálcica tardia caracterizada principalmente no Corpo Sossego desse depósito (Figura 15). O mesmo não ocorre para as mineralizações do depósito Alvo 118 (Figura 16), cujas amostras mineralizadas exibem concentrações muito baixas de CaO, uma vez que as amostras mineralizadas selecionadas não continham calcita em quantidade significativa. Para as amostras do Alvo Castanha, a proporção de CaO, embora modificada nos vários estágios de alteração, é semelhante nas amostras alteradas e nas rochas menos alteradas. Neste depósito, os maiores valores de CaO correspondem às amostras de rochas ricas em biotita, ricas em óxido de ferro e às brechas mineralizadas, que associam-se mais fortemente à carbonatização. O quartzo-feldspato pórfito rico em biotita também apresenta altos conteúdos de K₂O o que reflete a intensa alteração potássica.

Os diagramas de Harker mostram que o conteúdo de alumínio decresce gradativamente à medida que as rochas são submetidas a estágios mais avançados de alteração, de modo que os corpos mineralizados apresentam os menores conteúdos de Al. A comparação entre os diagramas de Al₂O₃ e Fe₂O₃ permite visualizar que as rochas destes depósitos apresentam conteúdos mais elevados em Fe₂O₃ em Fe em proporção semelhante à diminuição de Al₂O₃, originando os magnetitos. Essas variações poderão ser melhor avaliadas com cálculos de balanço de massa, mas é possível que o Al₂O₃ tenha comportamento relativamente imóvel nesses sistemas, e que a entrada de Fe₂O₃ e metais tenha resultado em diminuição relativa dos conteúdos de Al₂O₃.

Baixos valores de Fe₂O₃, MgO e K₂O em rochas graníticas podem refletir a destruição dos minerais máficos, principalmente biotita, que estariam presentes na a composição original já nos primeiros estágios de alteração hidrotermal como no caso dos protólitos graníticos albitizados e silicificados do Alvo Bacaba (Figura 17).

A perda ao fogo (LOI) exhibe *trend* bem definido e correlacionado à perda gradativa de sílica em direção à zona proximal. A alta relação de perda ao fogo observada para as amostras

mineralizadas dos quatro depósitos e para os magnetitos do Alvo Castanha (Figura 18), comparadas à percentagem verificada para o protólito, pode ser justificada pela associação com sulfetos. Para o Alvo Bacaba a exceção ocorre apenas para uma amostra (BAC 17), em virtude de silicificação tardia, que eleva notavelmente o conteúdo de sílica e reduz a LOI.

Nota-se que as amostras SOS-31 e SOS-34 do Depósito Sossego, apresentam concentrações de sódio mais elevadas do que as rochas representativas de estágios mais avançados de alteração hidrotermal, o que sugere albitização do protólito granítico. No entanto, o diagrama de SiO_2 vs. Na_2O expressa a perda do sódio em direção à zona proximal. Esse comportamento também é verificado nos diagramas correspondentes dos outros depósitos. Os maiores conteúdos de Na_2O ocorrem predominantemente nas amostras albitizadas, seguidas pelas amostras cloritizadas e escapolitizadas (depósitos de Sossego e Alvo 118).

Para os diagramas de SiO_2 vs. Cr_2O_3 das amostras dos Alvos Bacaba, 118 e Castanha, observa-se os maiores conteúdos de Cr_2O_3 nas rochas com alteração potássica. A seguir são apresentados os diagramas de Harker para óxidos elaborados para cada depósito.

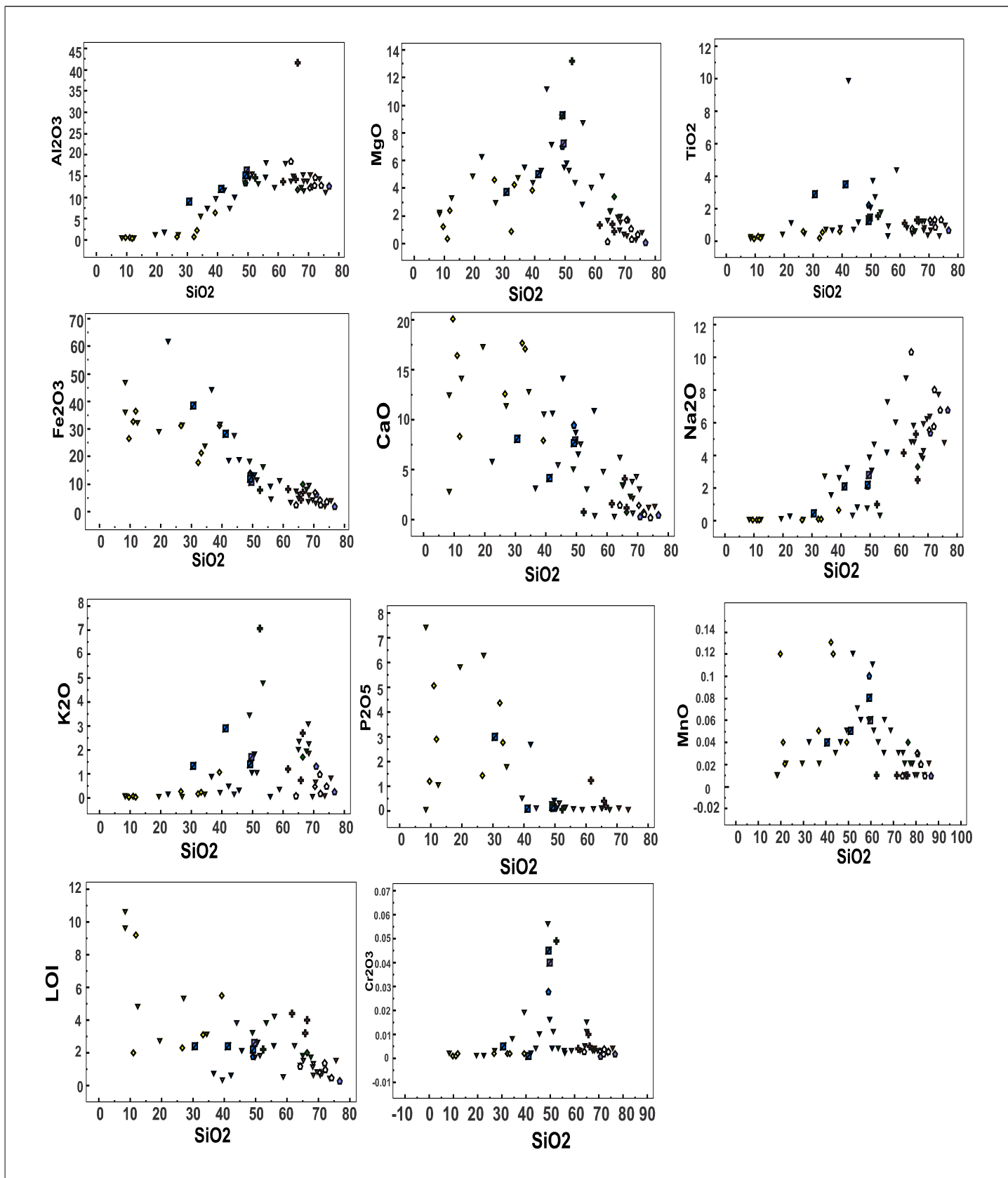


Figura 15. . Diagramas de Harker para óxidos do depósito Sossego.

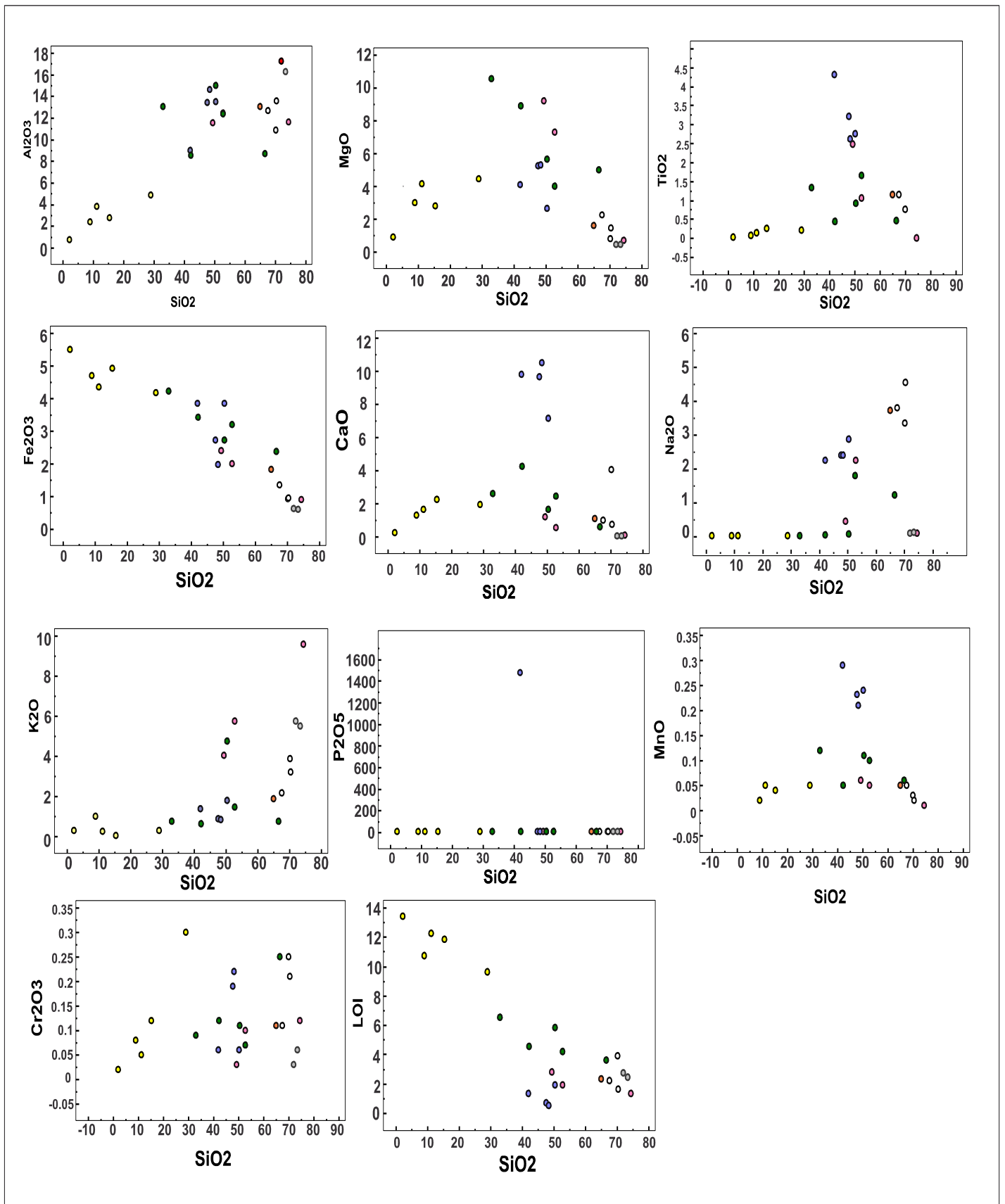


Figura 16. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo 118.

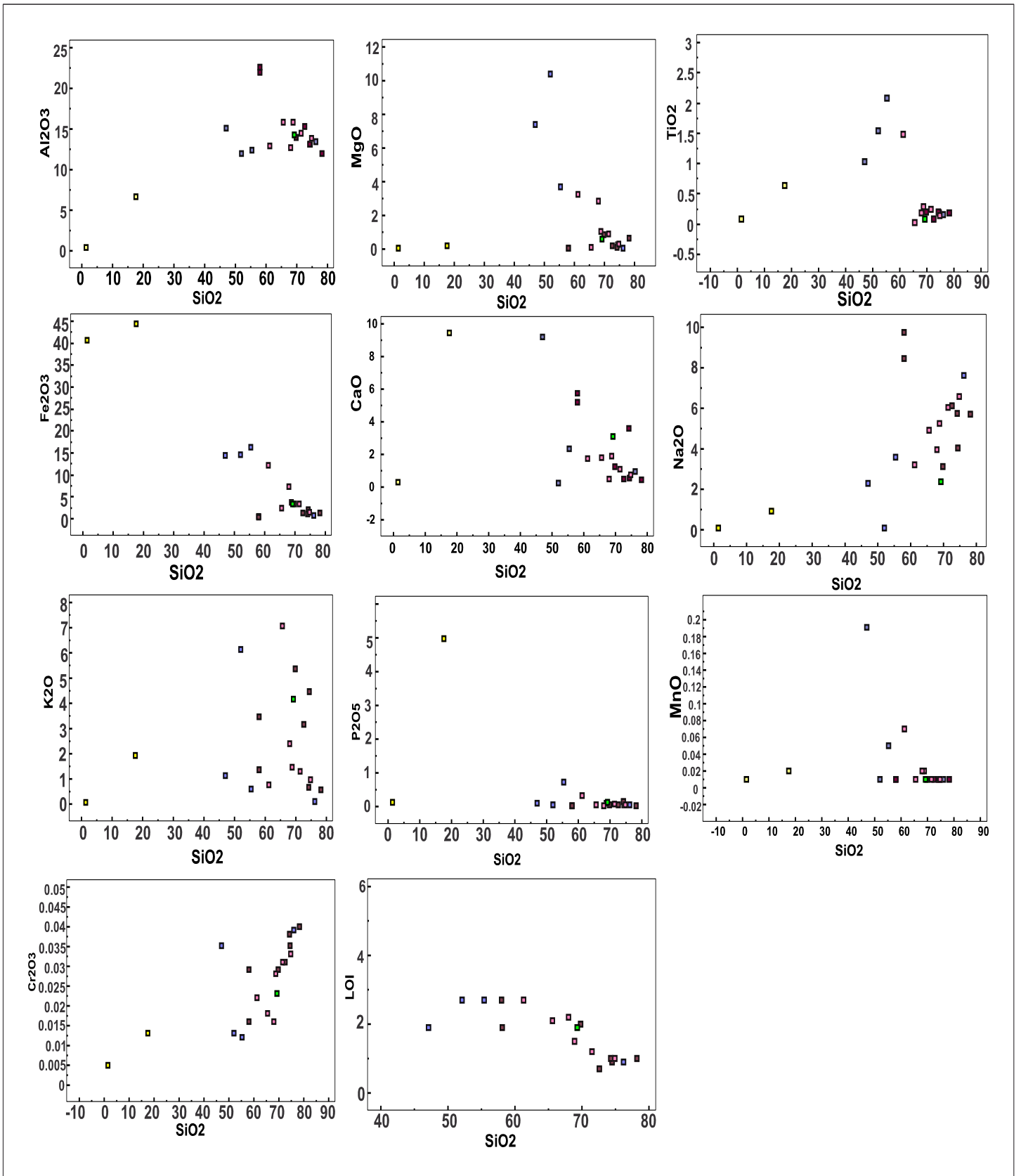


Figura 17. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo Bacaba.

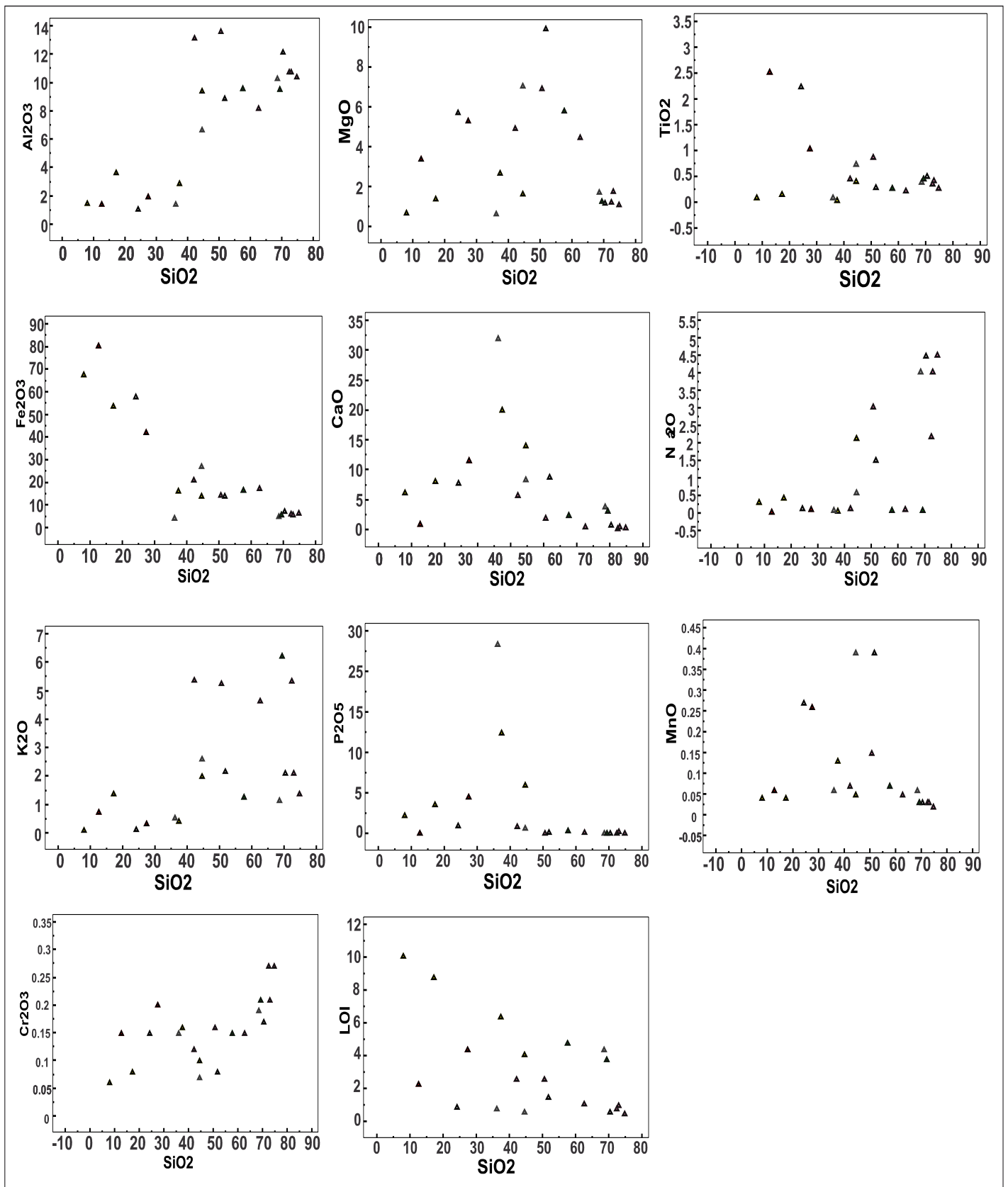


Figura 18. Diagramas de Harker para óxidos do depósito Alvo Castanha.

Para o depósito de Sossego, os maiores conteúdos de Fe, Ni, Co, Sn, Ag, Au e Zn ocorrem nas amostras mineralizadas. Ni e Co também aparecem em proporções relativamente elevadas nas amostras com alteração cálcica desse mesmo depósito (Figura 19).

Embora Zr e Nb sejam considerados elementos relativamente imóveis, as concentrações destes componentes variam bastante para as amostras do depósito de Sossego, a depender do estágio de alteração predominante na rocha. Para ambos os elementos, as concentrações mais proeminentes se manifestam nas rochas menos alteradas (protólito), acompanhando os elevados valores de sílica, e naquelas com evidências de albitização. Pb e Sn não apresentam mudanças significativas nas diferentes amostras, com exceção da amostra SOS-12 que apresentou concentração de 135,2 ppm de Pb.

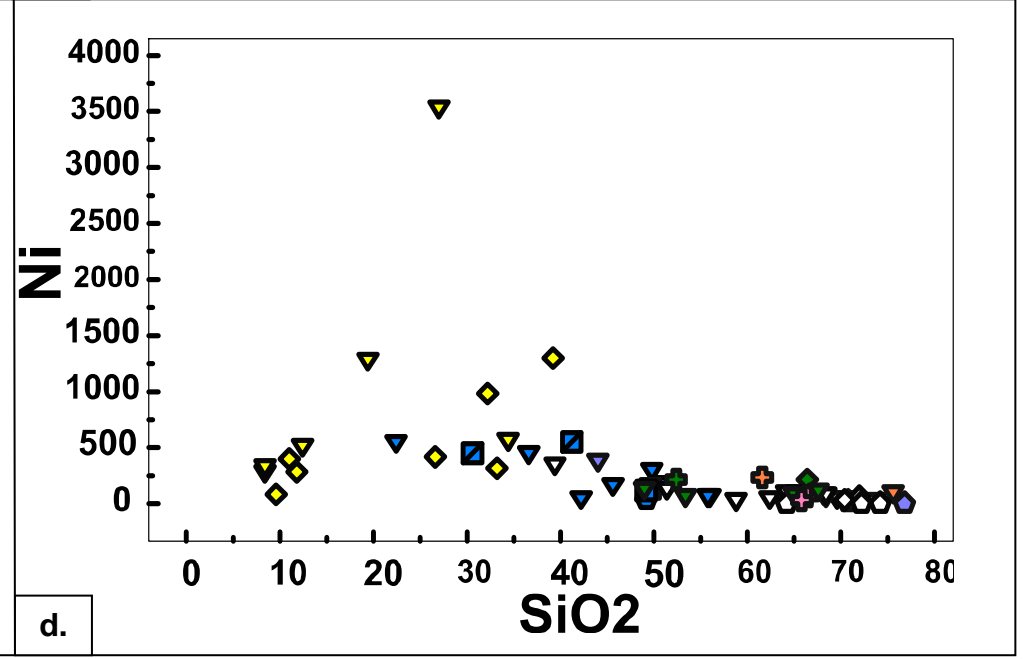
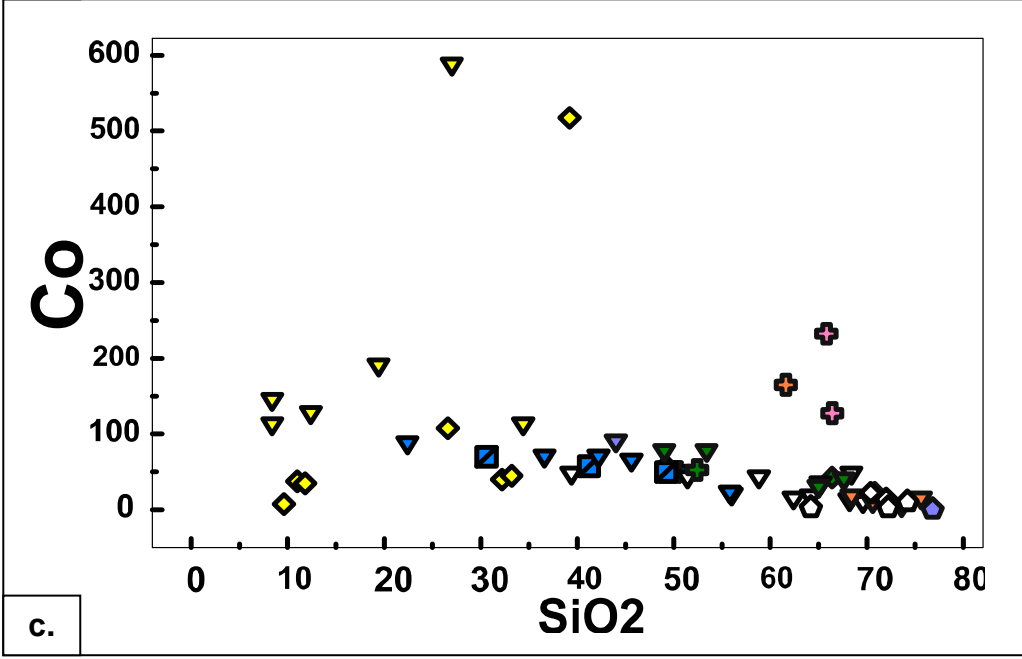
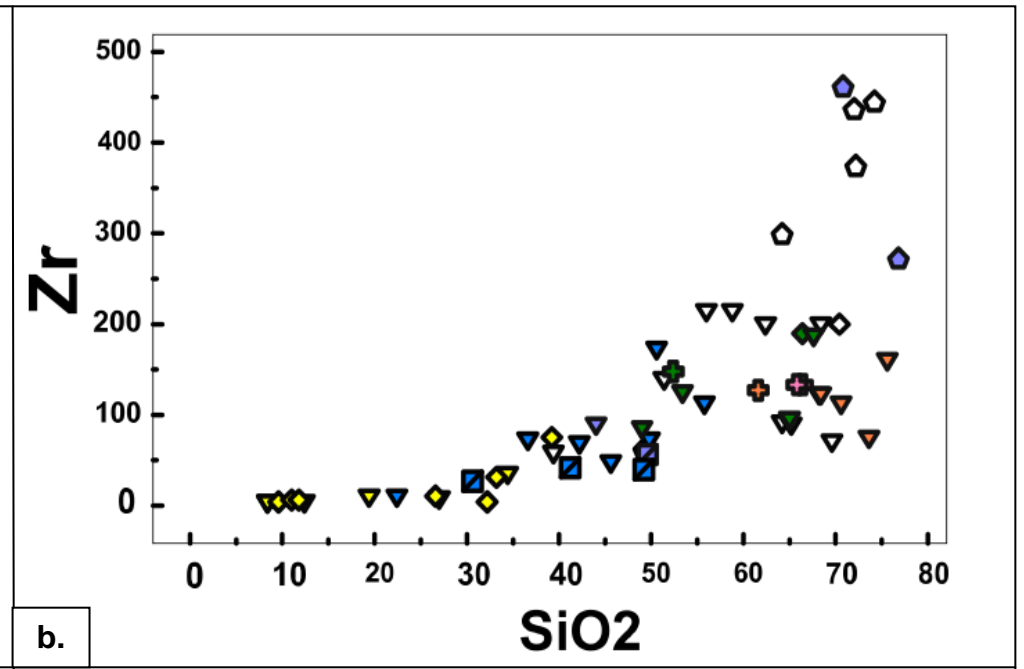
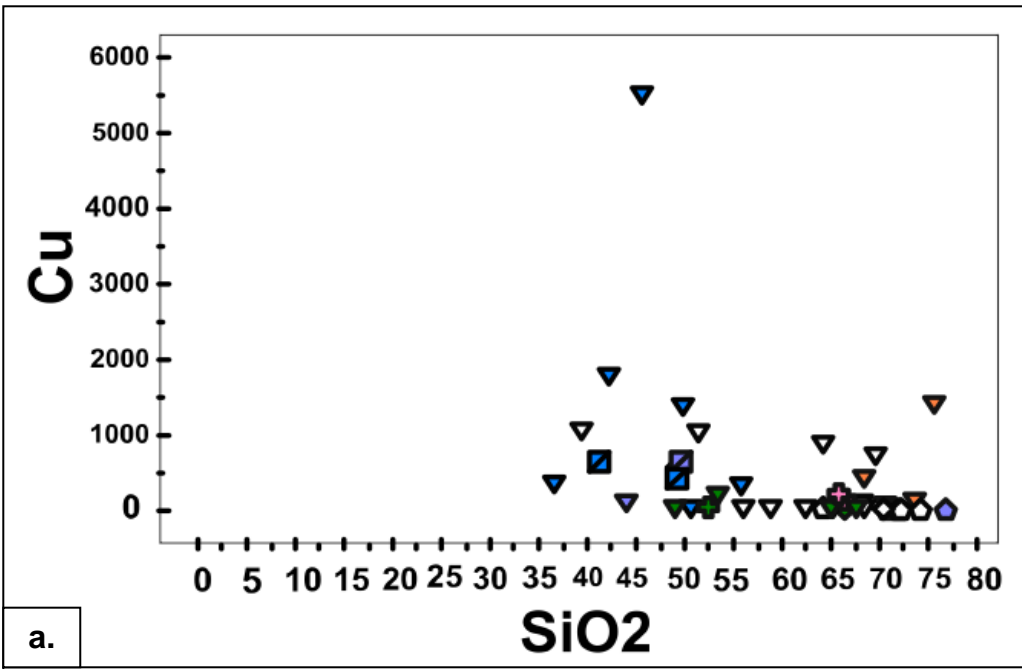
Para as amostras do depósito Alvo 118 verificou-se uma queda acentuada do conteúdo de Zr em direção à zona proximal ao minério, acompanhada de drástica redução de sílica, que ocorre não somente nas amostras mineralizadas, mas também nas rochas alteradas por cloritização, albitização e alteração potássica (Figura 20).

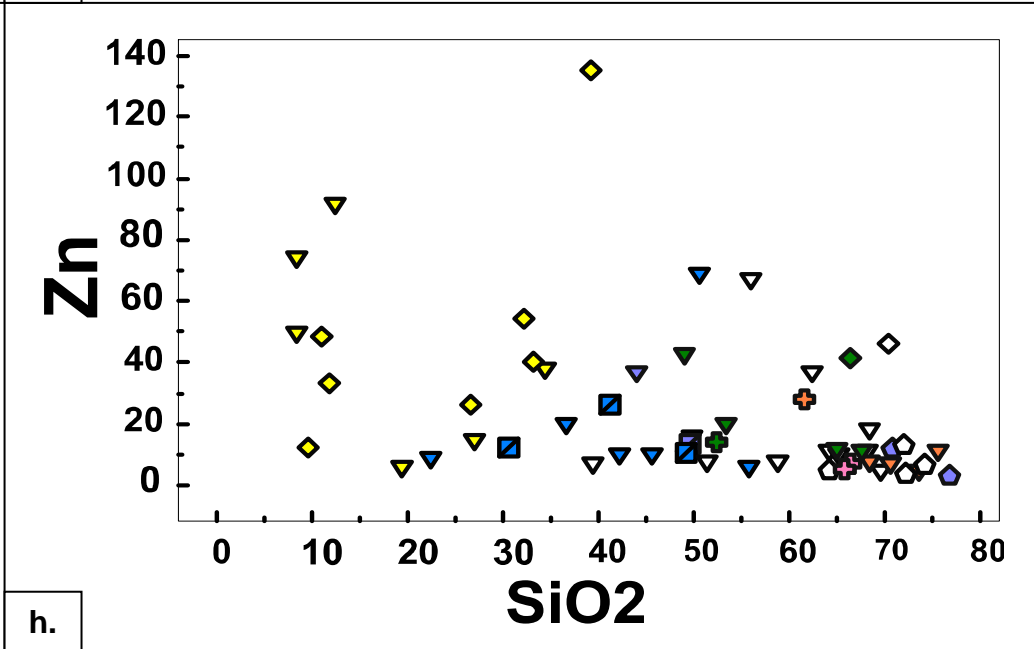
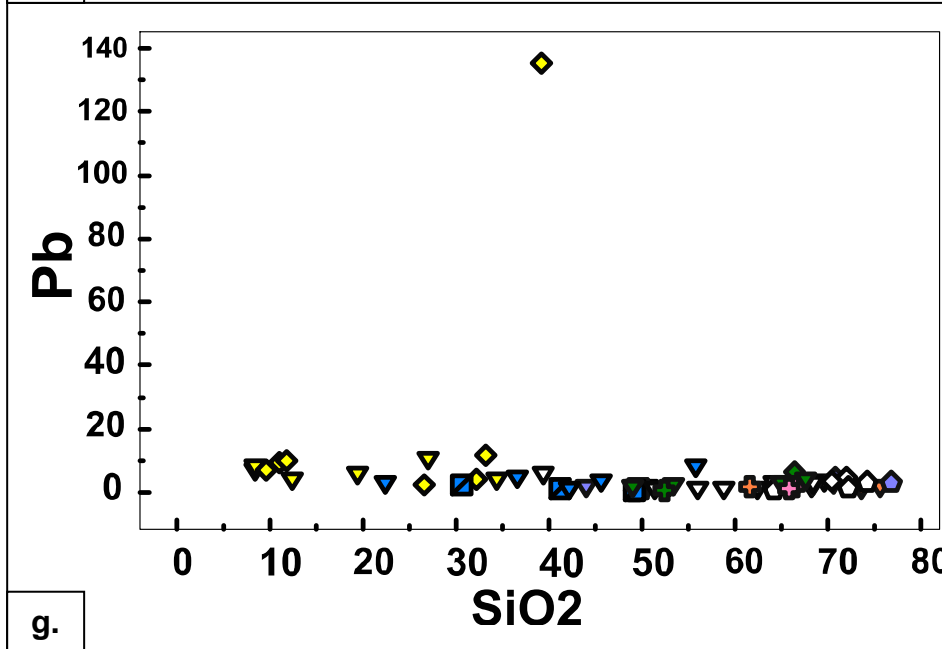
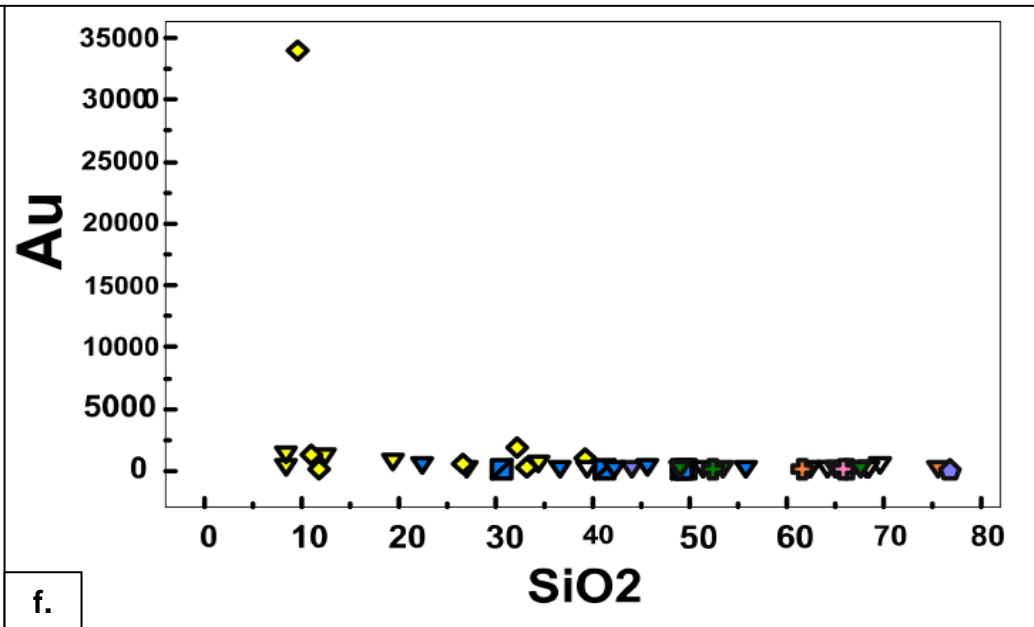
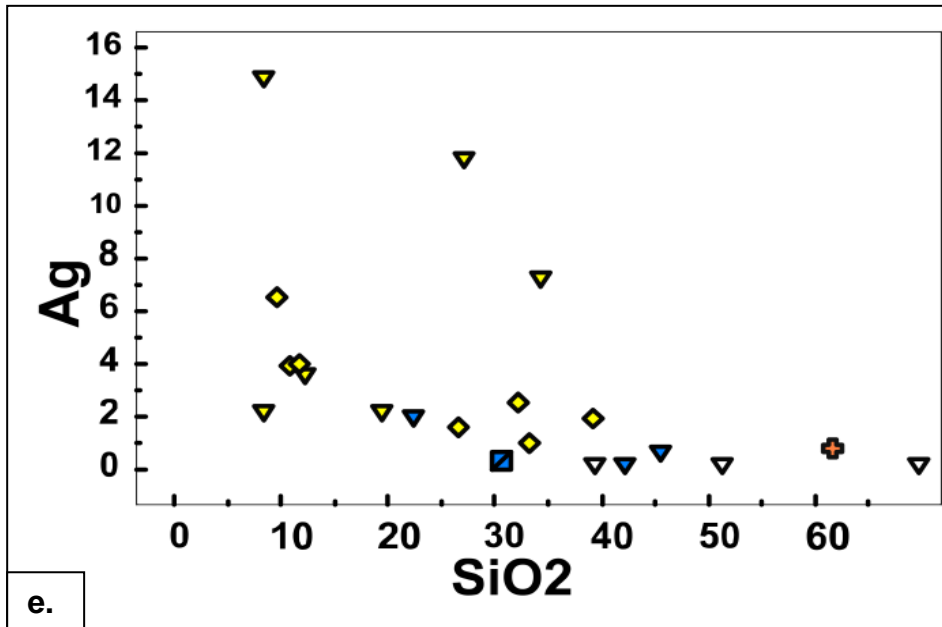
Os maiores conteúdos de Ni e Co são observados nas rochas cloritizadas, que representam envelope proximal em relação às zonas mineralizadas, em contrastes com as amostras albitizadas e sericitizadas, que apresentaram os menores conteúdos destes elementos. Os diagramas de Harker também evidenciam claramente o enriquecimento a partir do protólito em direção à zona proximal dos elementos Au, Ag, Zn, Pb e Sn para as amostras do depósito Alvo 118.

Os protólitos do Alvo Bacaba destacam-se por apresentarem altas concentrações de sílica e Ni e Co simultaneamente. O enriquecimento em Zn, Pb, Au e Sn verificado nas amostras do depósito Alvo 118 também ocorre nas rochas do Alvo Bacaba (Figura 21). Também nota-se que uma das amostras escapolitizadas (BAC 04) apresenta valores altos de Pb, Au, Zn e Sn em comparação com as demais amostras, o que indica que os fluidos hipersalinos responsáveis pela escapolitização teriam sido também metalíferos.

Das amostras do Alvo Castanha, aquelas com as maiores contribuições de Pb, Sn, Au e Zn são os magnetitos, que apresentam menores concentrações de sílica. O diagrama SiO_2 vs. Zr para esse depósito (Figura 22) também apresentou o mesmo comportamento descrito anteriormente para as amostras dos outros depósitos, tal como diminuição do conteúdo de Zr em direção à zona mineralizada.

As análises realizadas em laboratório não resultaram em valores precisos para as concentrações de cobre nas amostras mineralizadas, devido ao elevado conteúdo deste elemento nas mesmas (>10.000 ppm), e por isso estes valores não foram plotados nos diagramas.





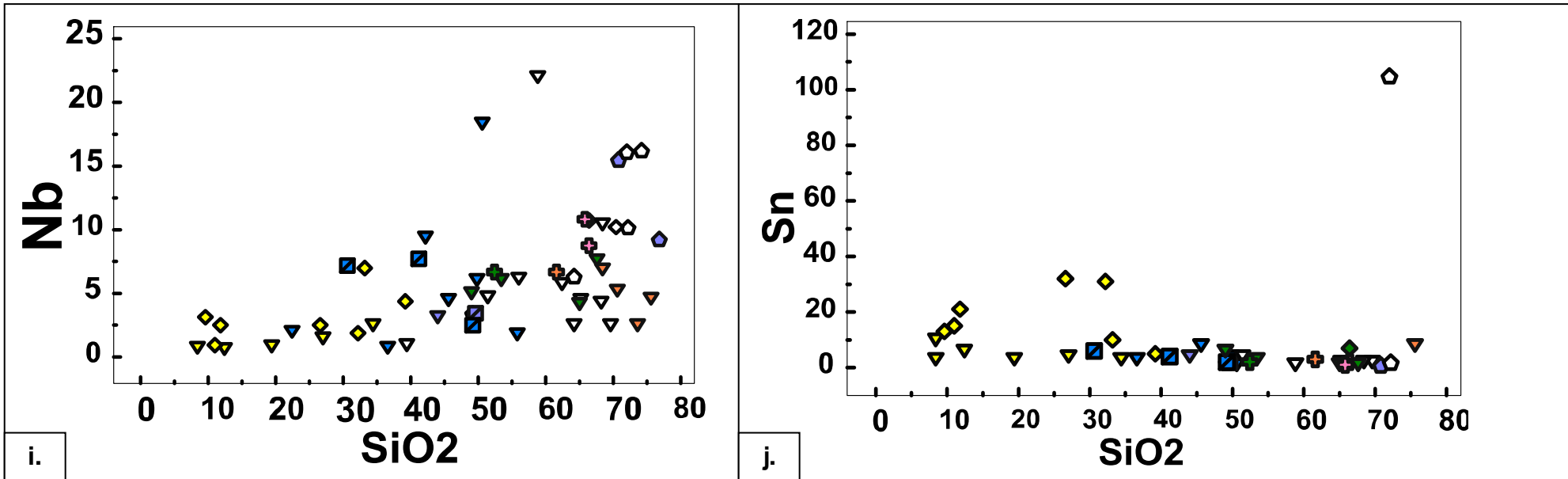
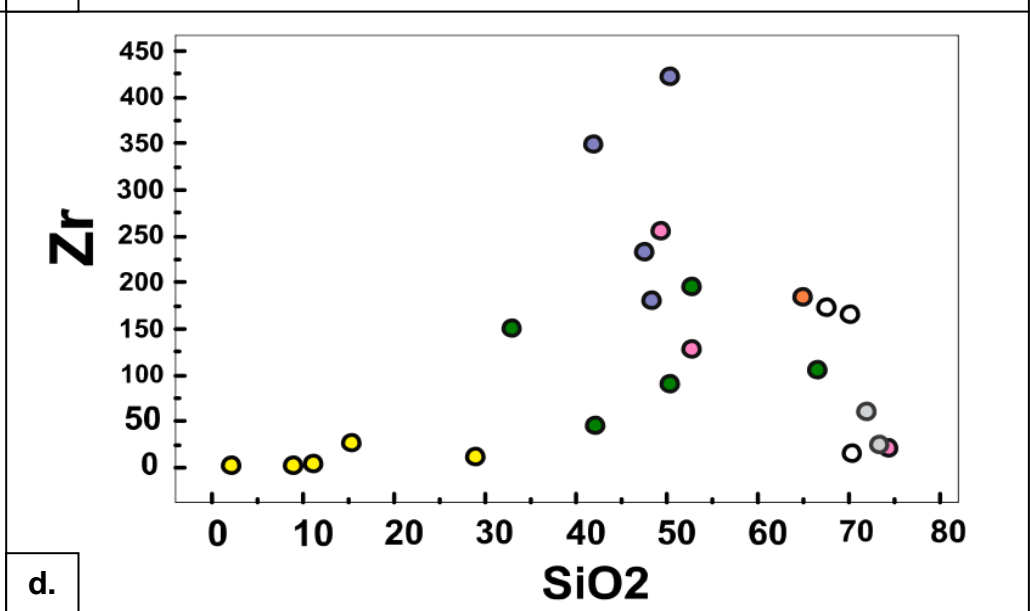
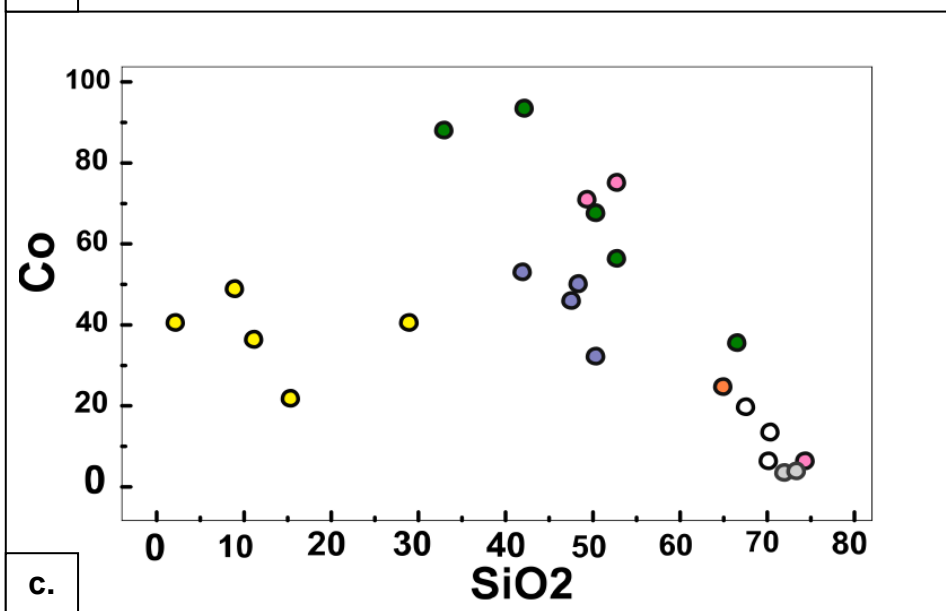
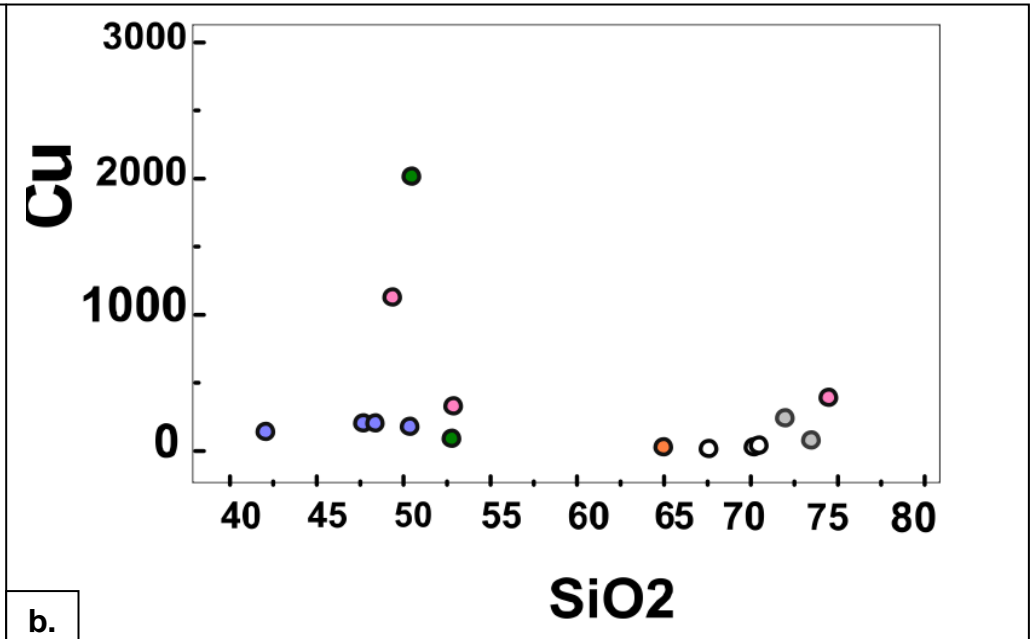
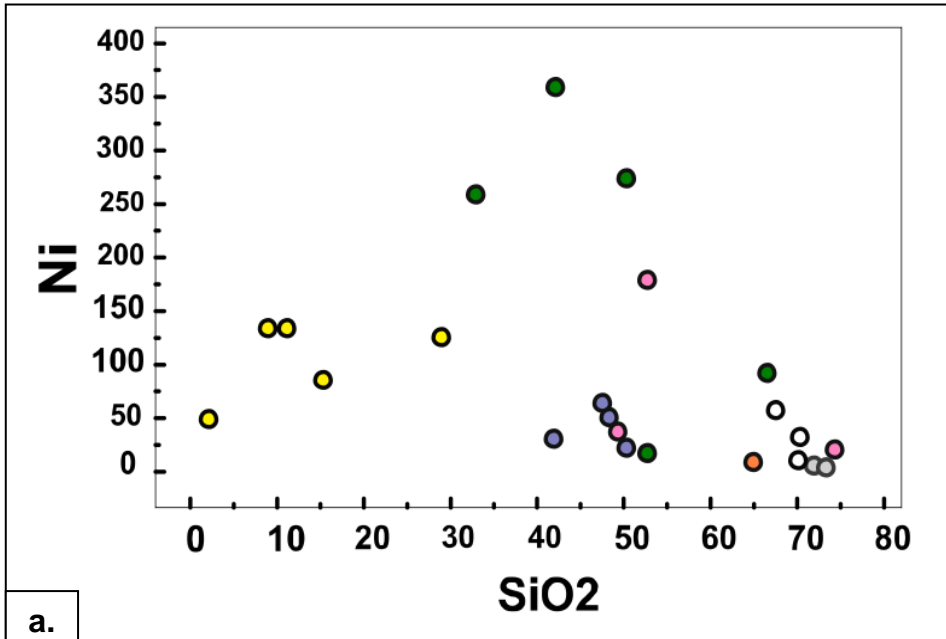
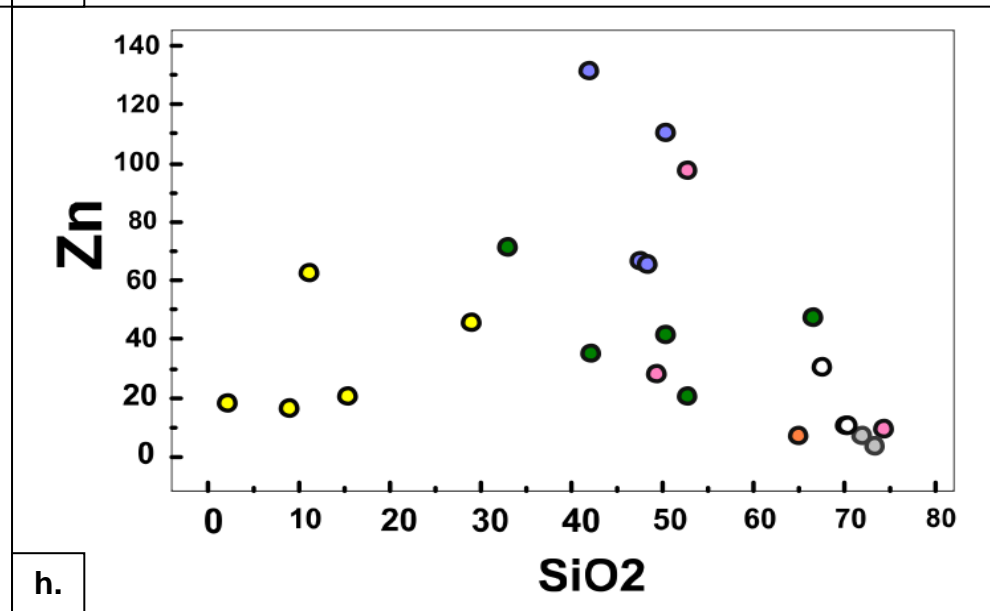
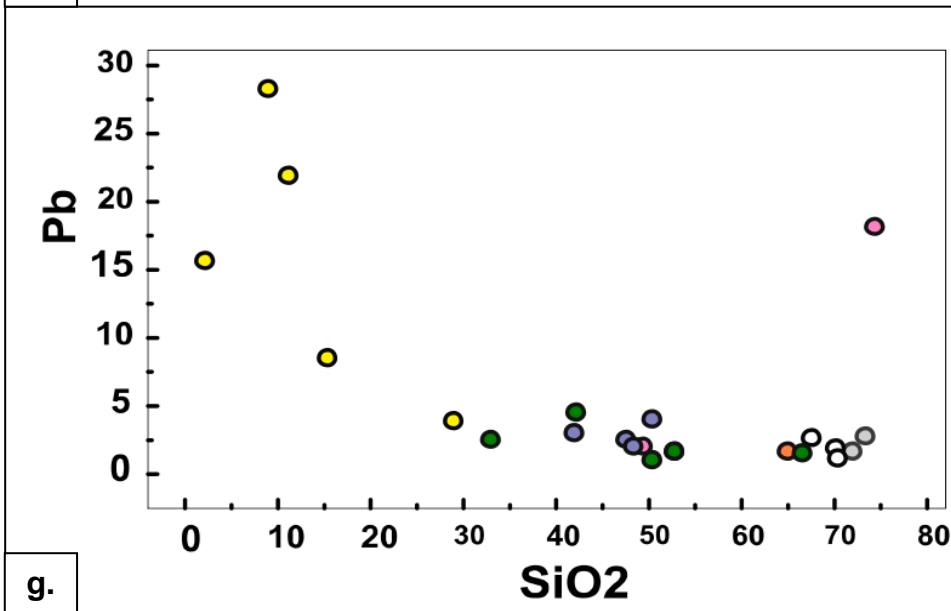
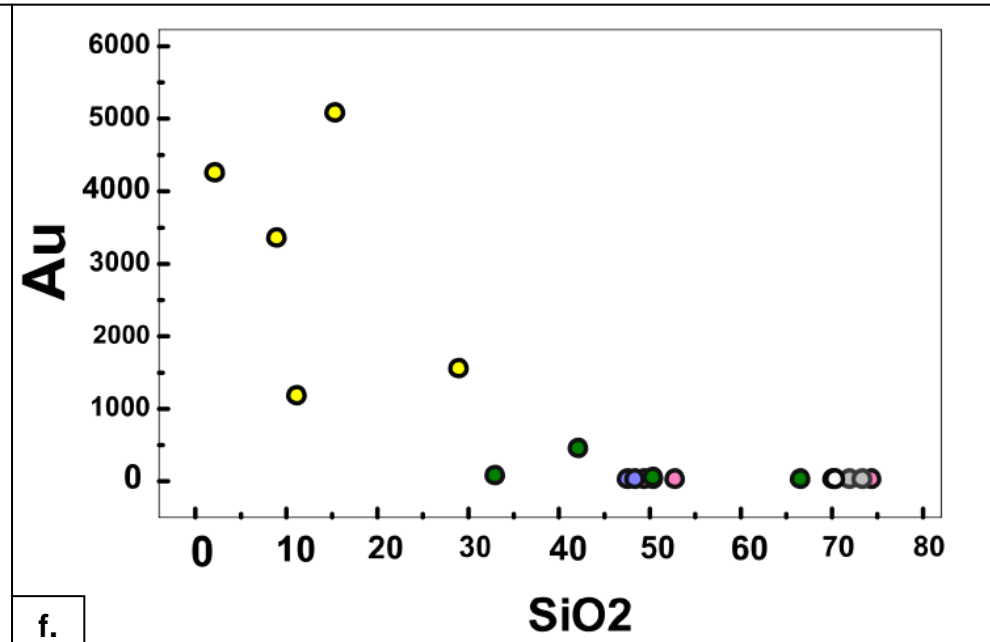
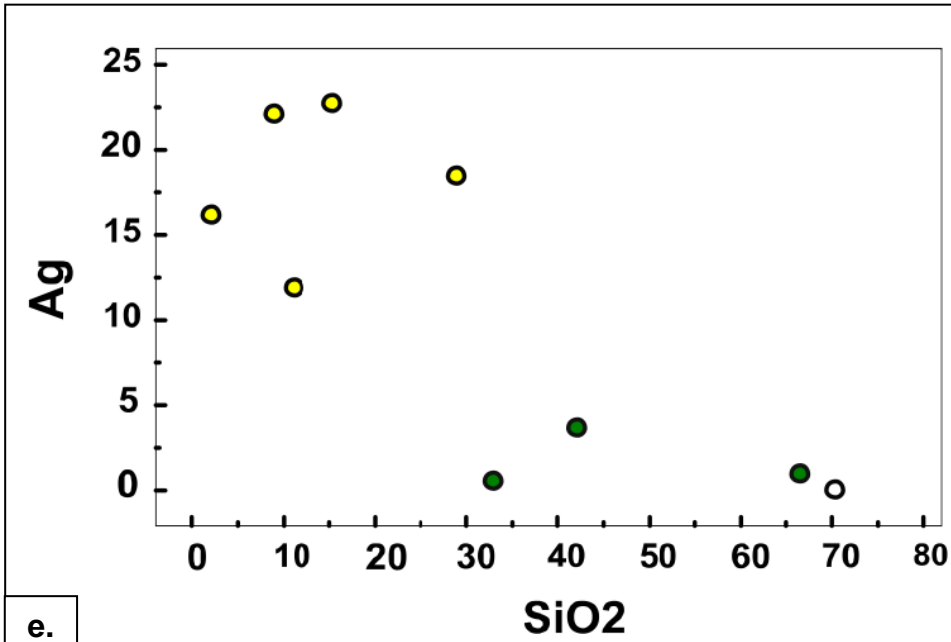


Figura 19. Diagramas de Harker para elementos do depósito Sossego.





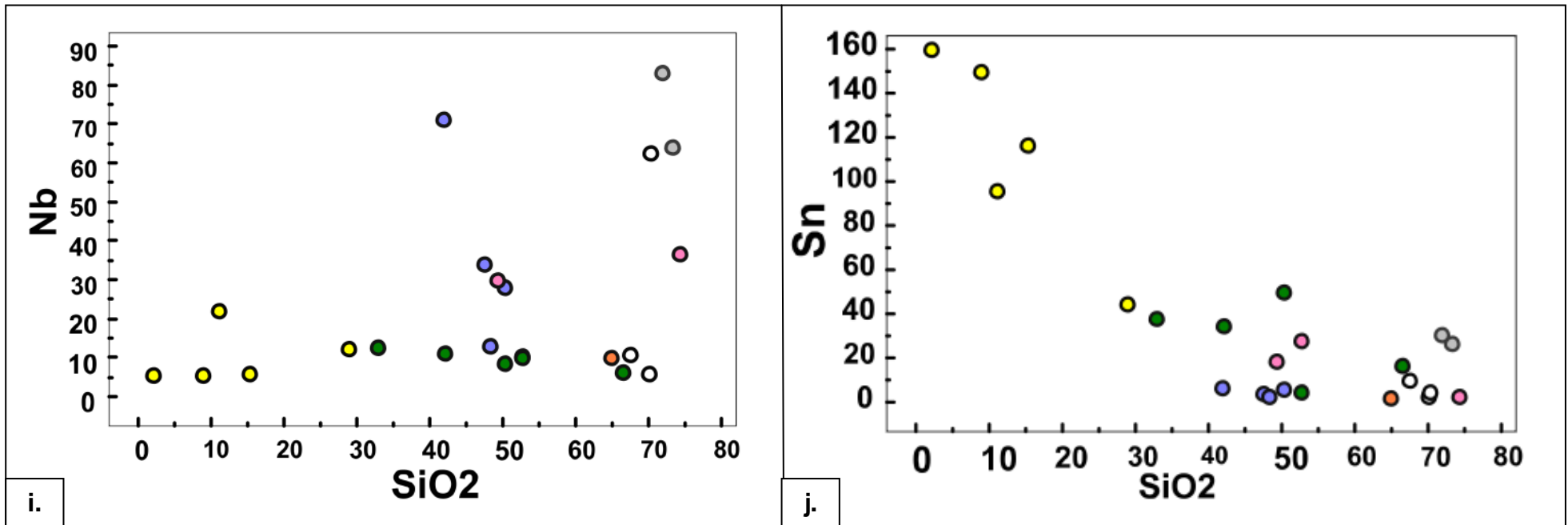
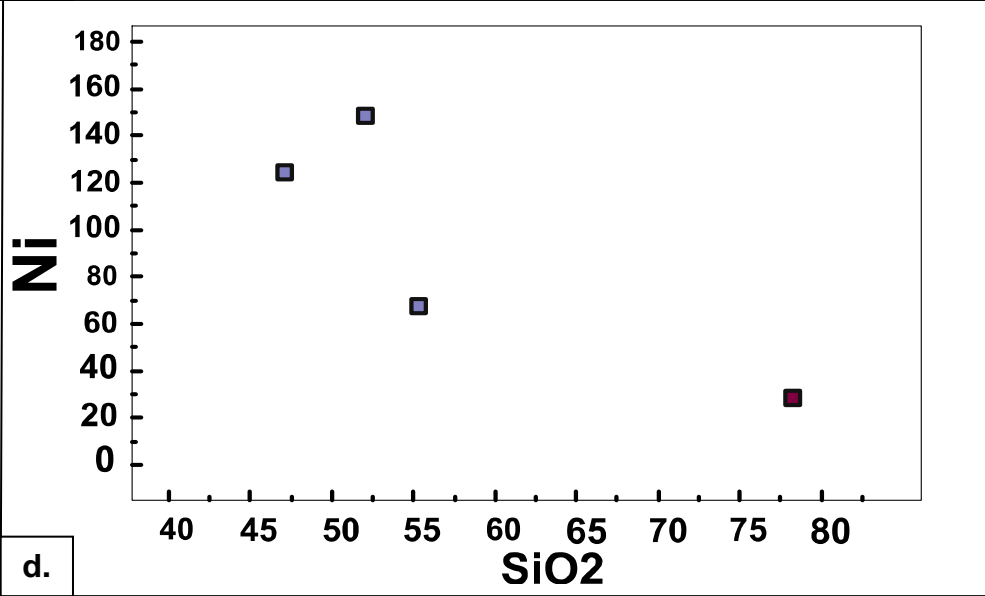
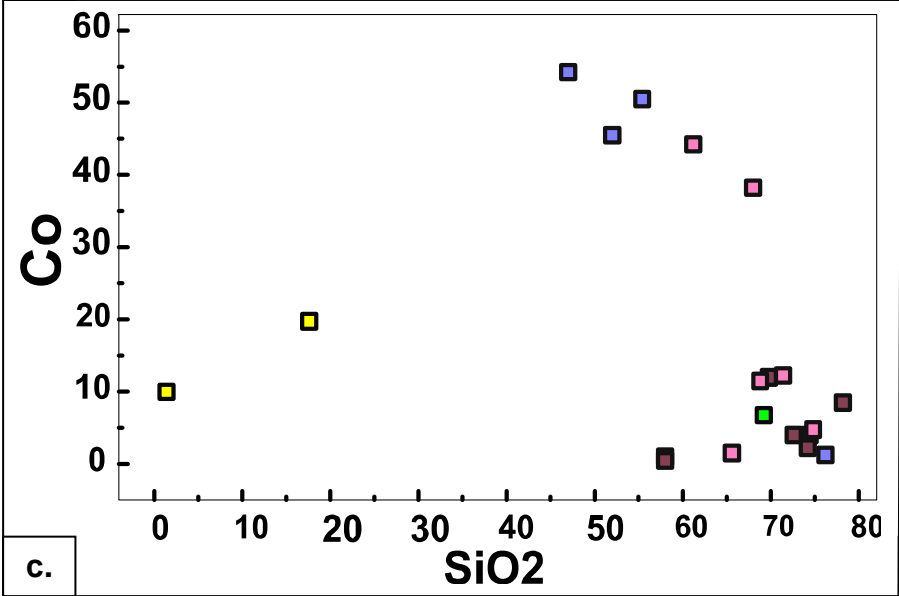
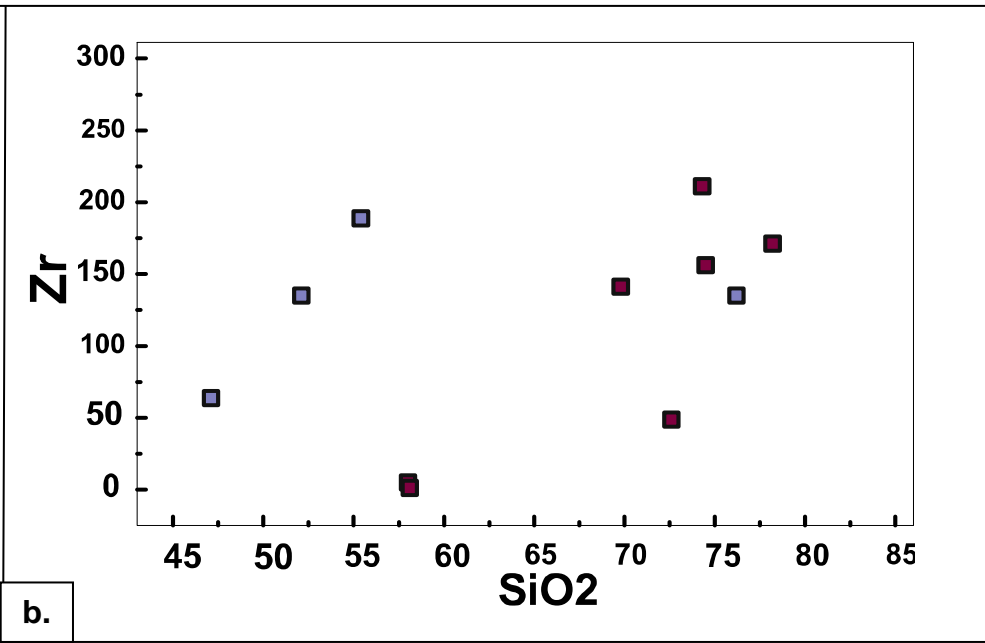
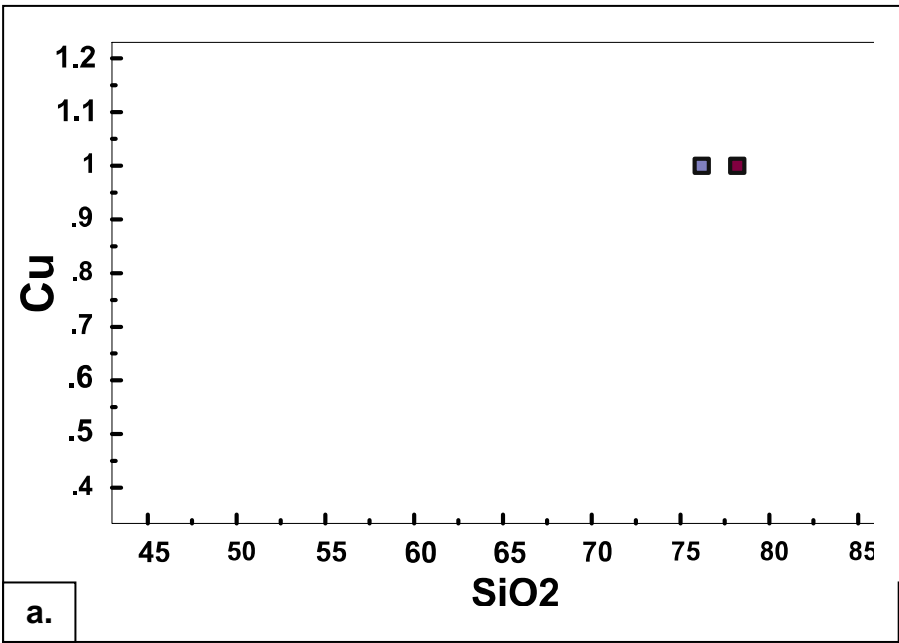
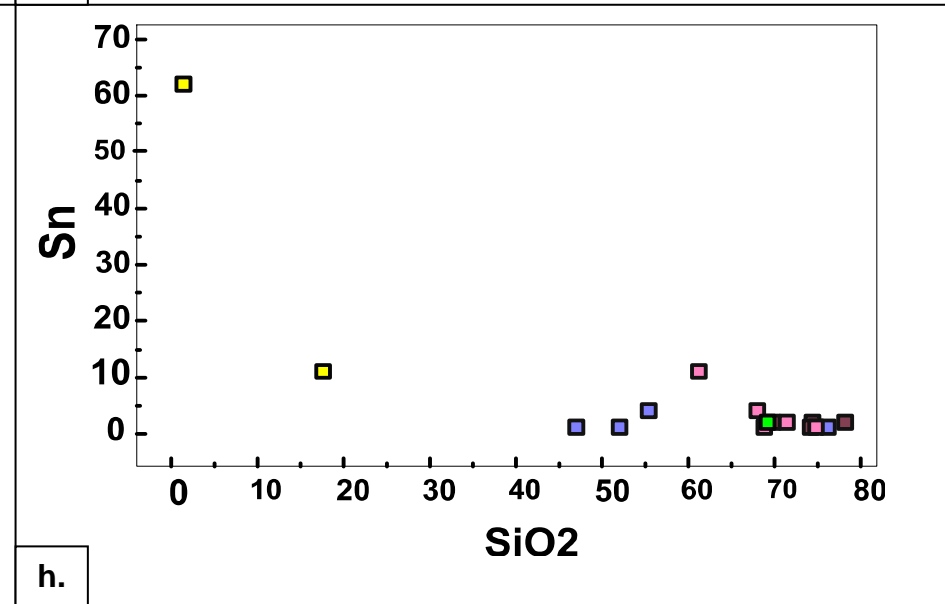
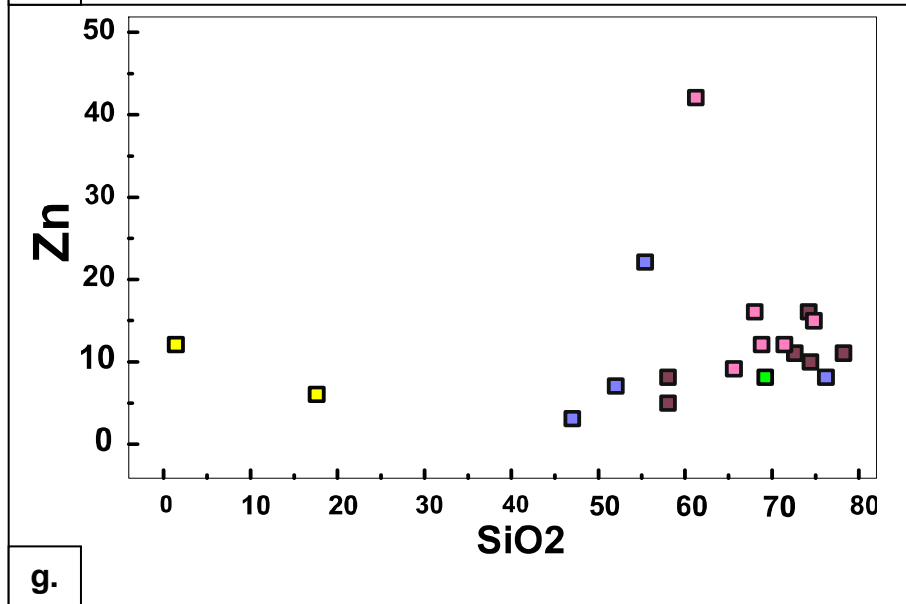
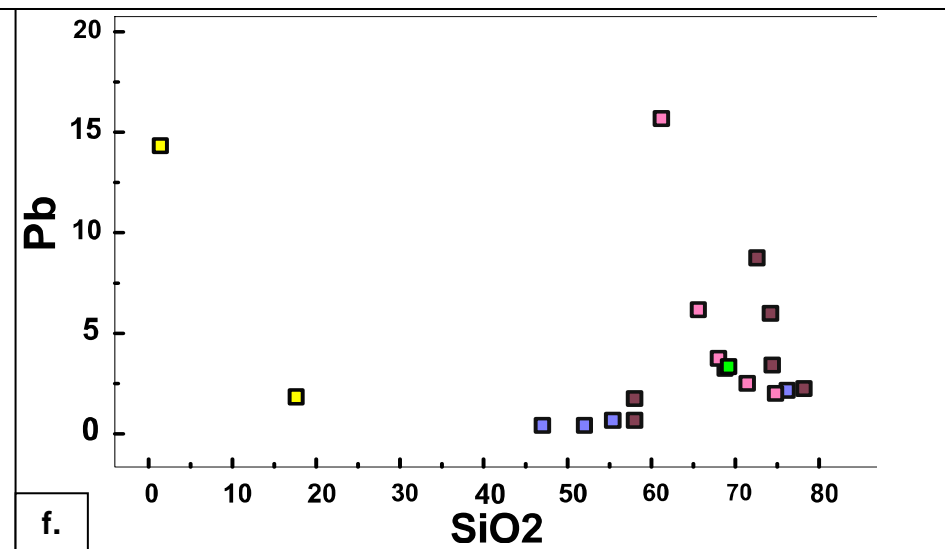
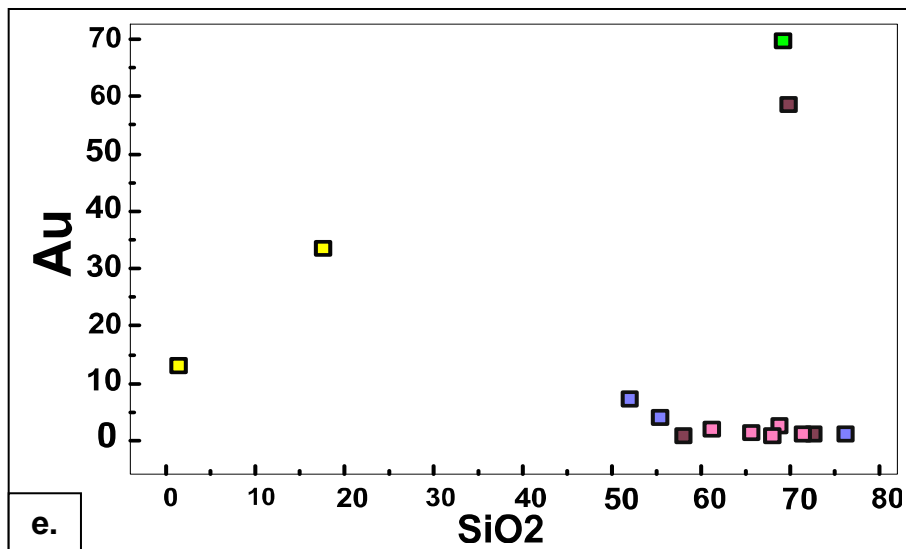
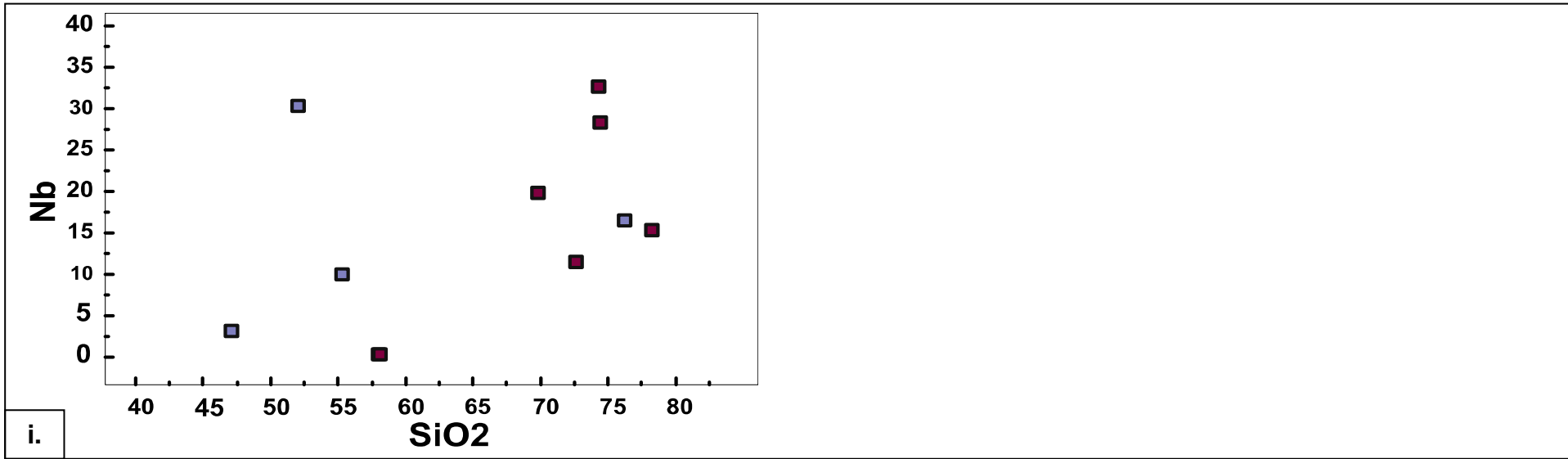


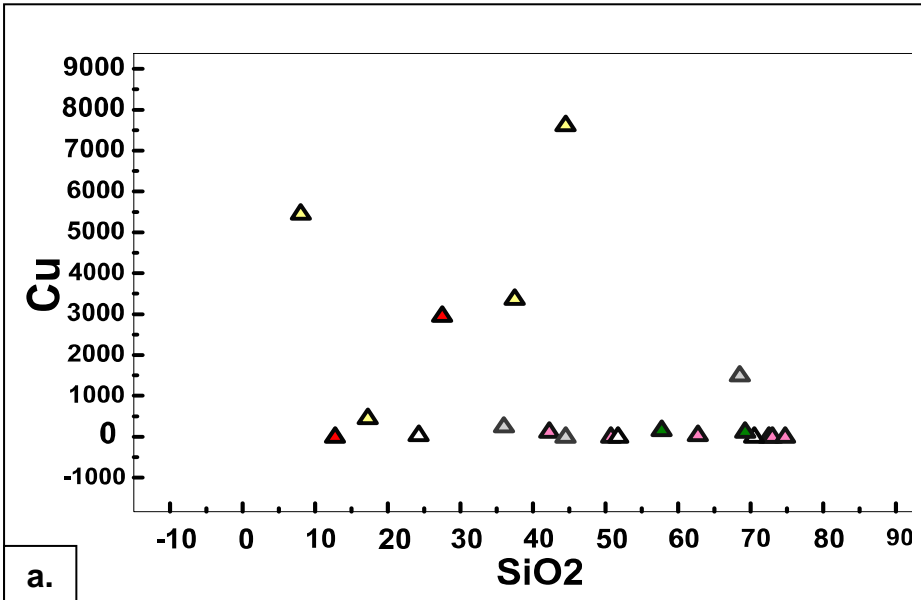
Figura 20. Diagramas de Harker para elementos do depósito Alvo 118.



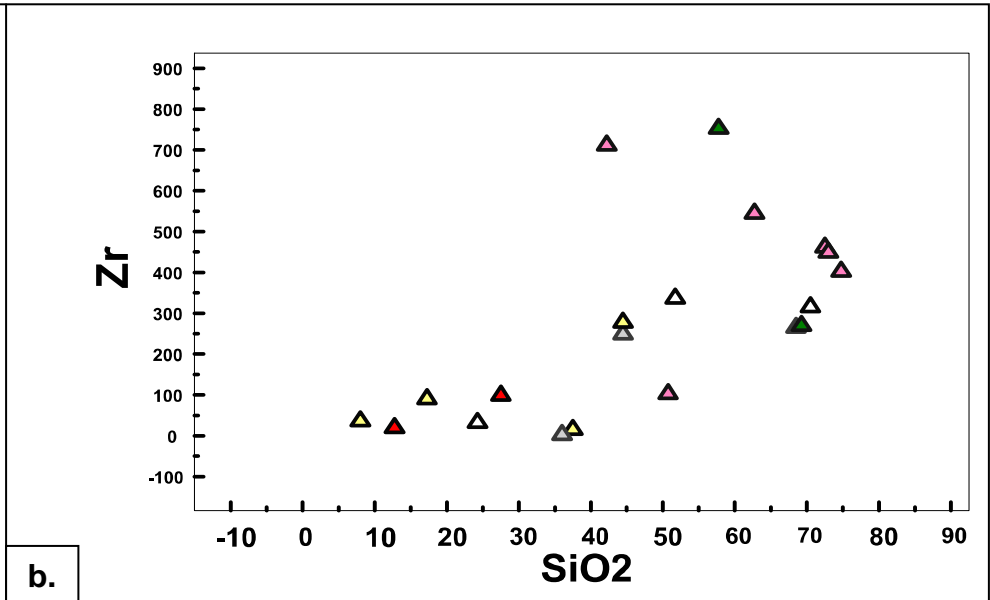




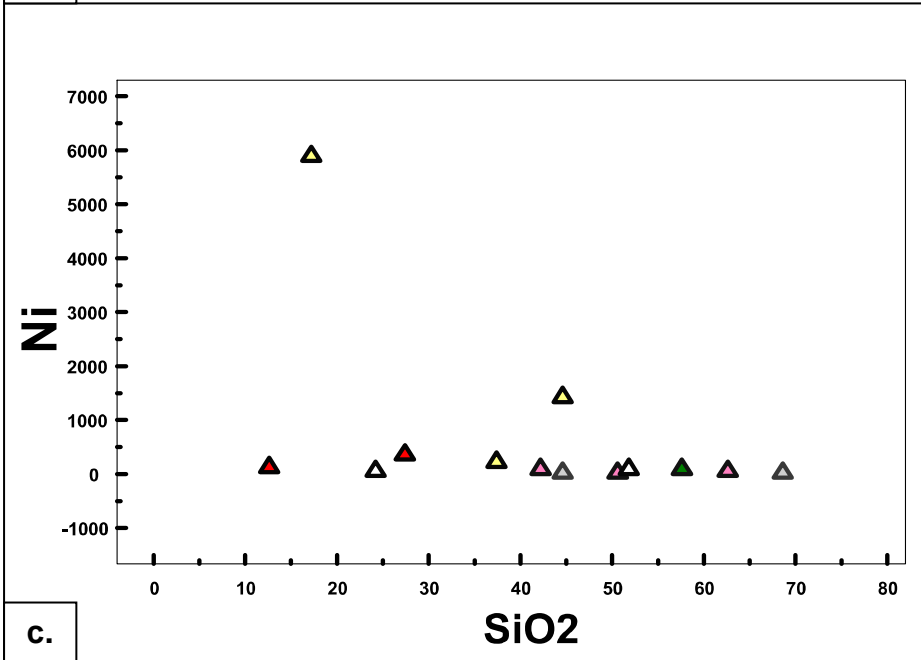
i. Figura 21. Diagramas de Harker para elementos do depósito Bacaba.



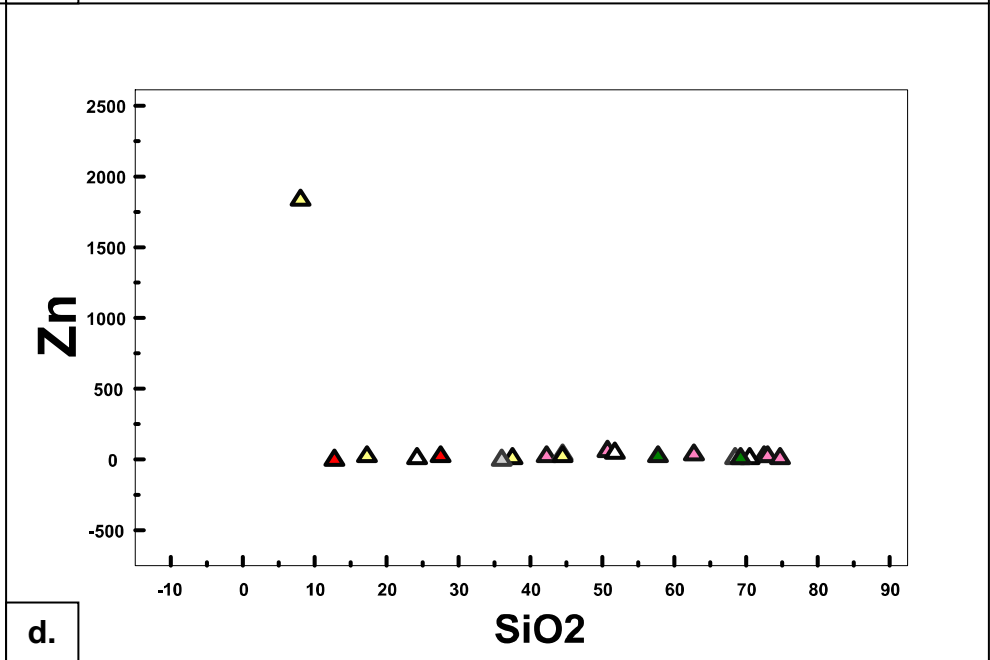
a.



b.



c.



d.

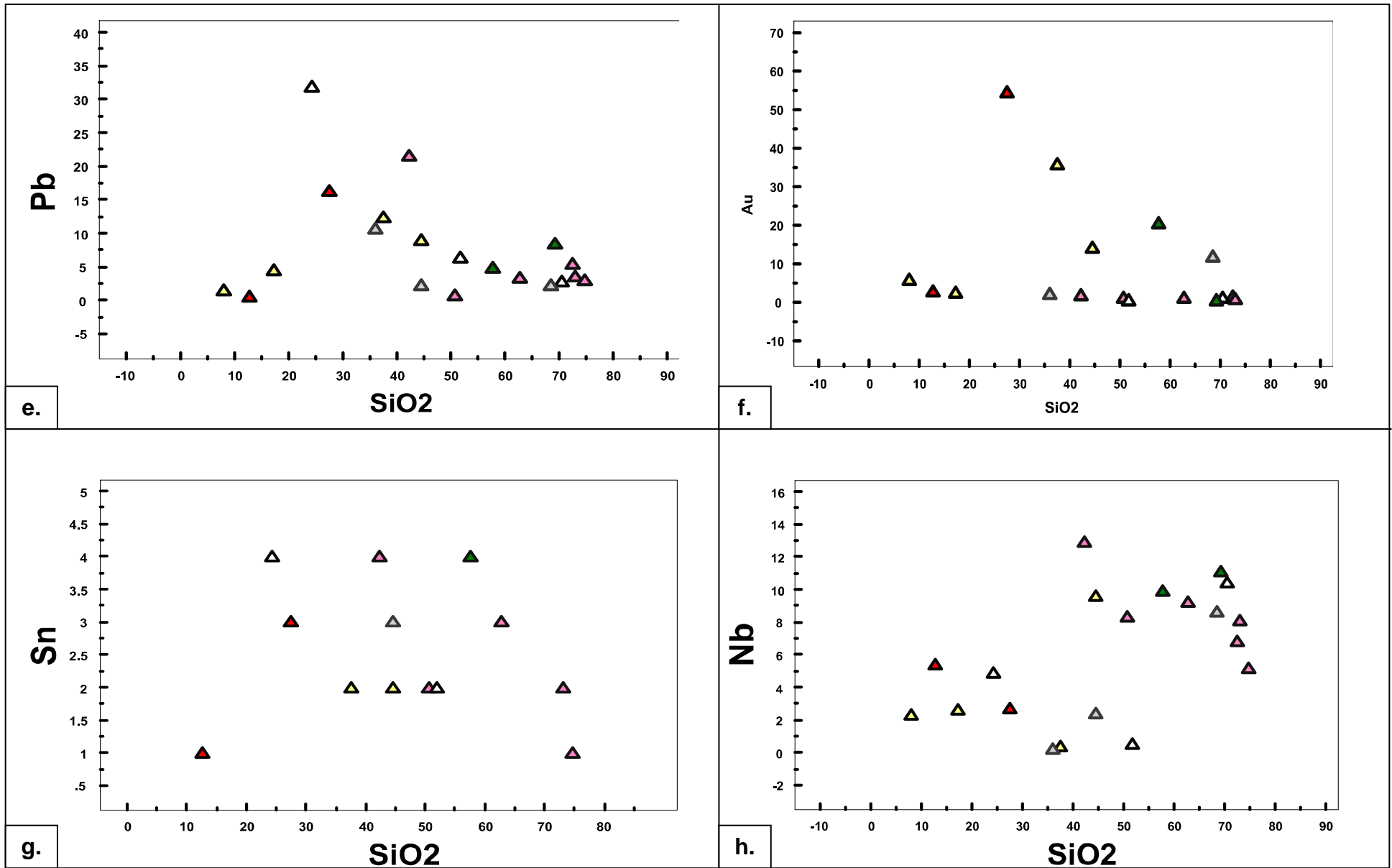


Figura 22. Diagramas de Harker para elementos do depósito Castanha.

Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR)

As amostras hidrotermalizadas do depósito de Sossego apresentaram enriquecimento em ETRL e ETRP com relação ao condrito (Figura 23A). As exceções foram as amostras cloritizadas do corpo Pista, com empobrecimento em La, Ce e Pr com relação ao protólito e uma das amostras silicificadas do corpo Sequeirinho (SOS-27), que apresentou empobrecimento para todos os elementos com relação ao condrito e, principalmente, para Tb, Er, Yb e Lu. Em contrapartida, o maior enriquecimento em Ce foi encontrado para uma amostra silicificada também do corpo Sequeirinho (SOS-26).

Nota-se evidente enriquecimento tanto para ETRL quanto para ETRP nas amostras mineralizadas com relação ao protólito menos alterado (Figura 23B). A exceção é a amostra SOS-04, que apresenta anomalia negativa de Ce. Além disso, todas as amostras mineralizadas apresentaram anomalia negativa de Eu, definindo um padrão gaivota, oposto ao padrão definido pelo protólito.

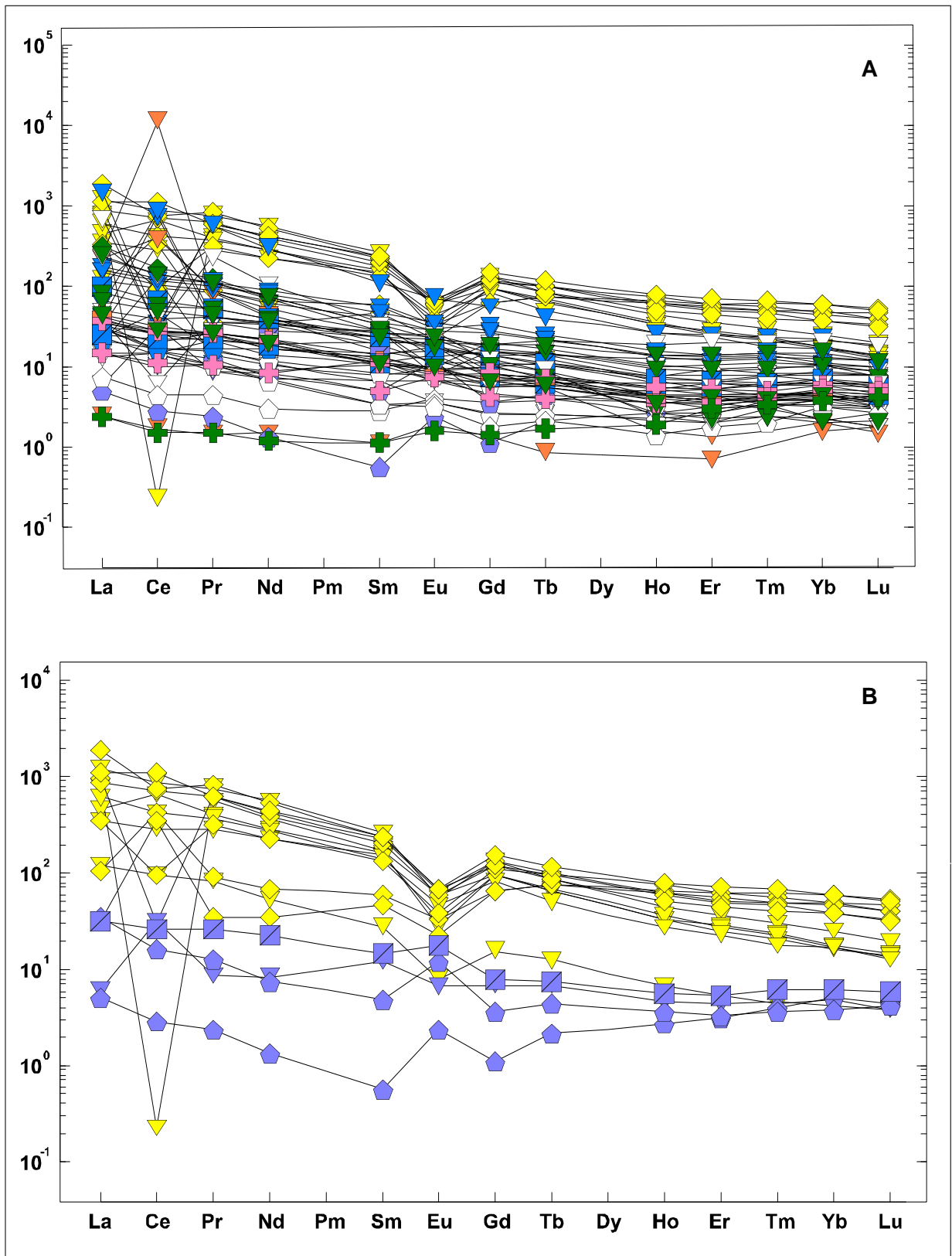


Figura 23. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Sossego; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.

A comparação entre as rochas menos alteradas e aquelas que apresentam mineralizações mostra notável anomalia negativa para ETRL nas mineralizações, acompanhada de largo enriquecimento em ETRP (Figura 24A). As amostras mineralizadas definem padrão gaivota assimétrico, contrastante com o padrão mais regular de distribuição de ETR do protólito.

As amostras hidrotermalizadas do Alvo 118 mostraram empobrecimento de ETR para as rochas sericitizadas, albitizadas e para uma amostra com alteração potássica (FD443/283,7). De modo geral, observa-se incremento de ETRP para todas as amostras, principalmente nas amostras cloritizadas (Figura 24B). Uma delas apresentou o maior enriquecimento em ETRP (FD442/183,9) e indica fortemente mobilização desses elementos pesados no fluido salino, o que resulta em minerais de ETRP, tais como a gadolinita, descrita nesse depósito por Torresi *et al.* (2011).

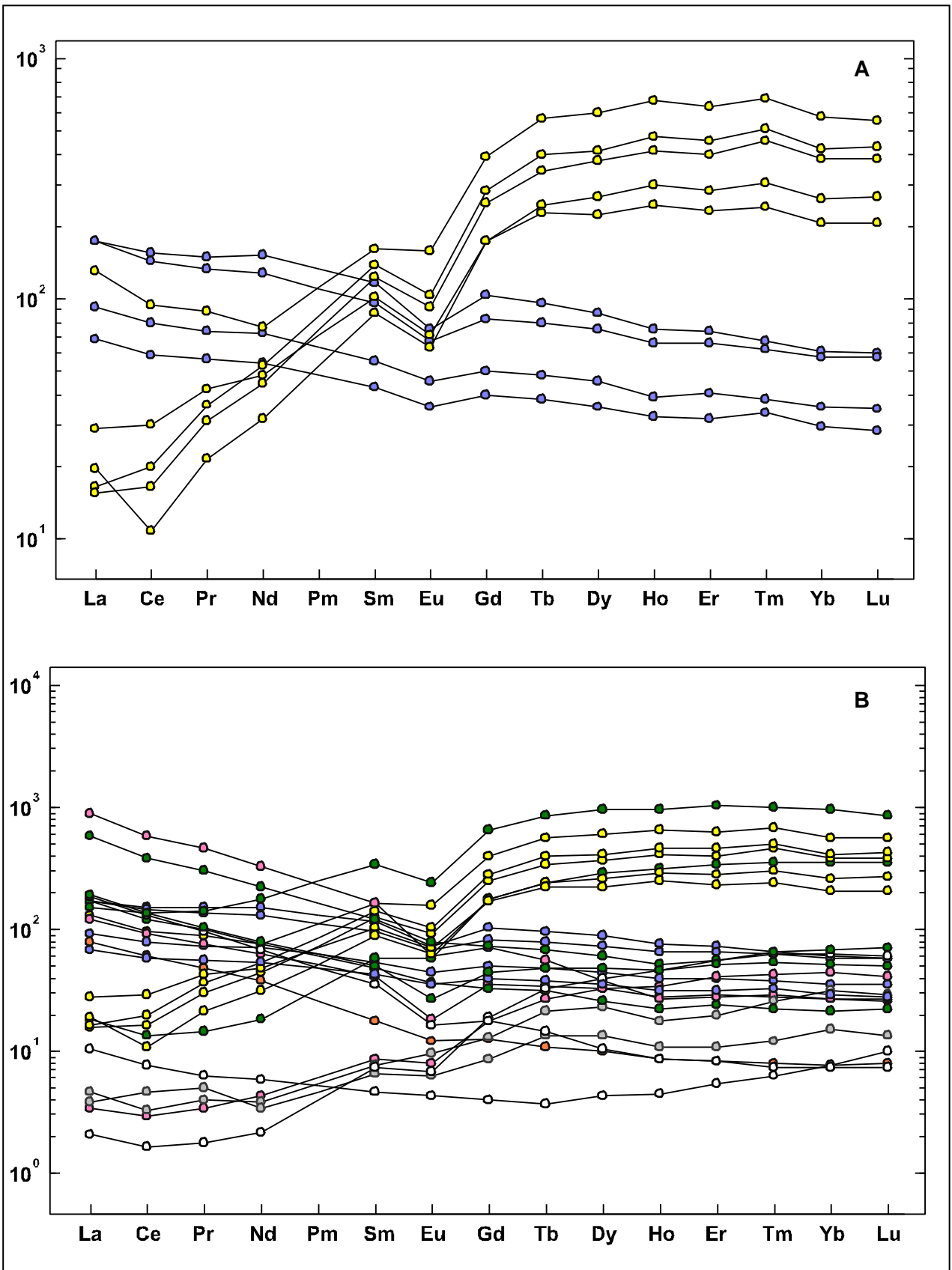


Figura 24. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Alvo 118; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.

A rocha básica menos alterada do depósito Alvo Bacaba exibe padrão de distribuição dos elementos terras raras (Figura 25A) típico, com enriquecimento em relação ao condrito e sem evidências de fracionamento entre ETRL e ETRP. Nas rochas hidrotermalizadas, no entanto, nota-se tanto enriquecimento em ETRL, que poderia ser associado à presença de epidoto, apatita e allanita na amostra, como diminuição do conteúdo de ETRL em relação ao protólito e concentração relativa de ETRP.

Uma comparação direta entre o grupo de amostras do protólito menos alterado e as rochas mineralizadas mostra que a rocha original perde elementos terras raras pesados e mantém quase estável o padrão de distribuição para os elementos terras raras leves, indicando a baixa contribuição destes no fluido mineralizante (Figura 25B).

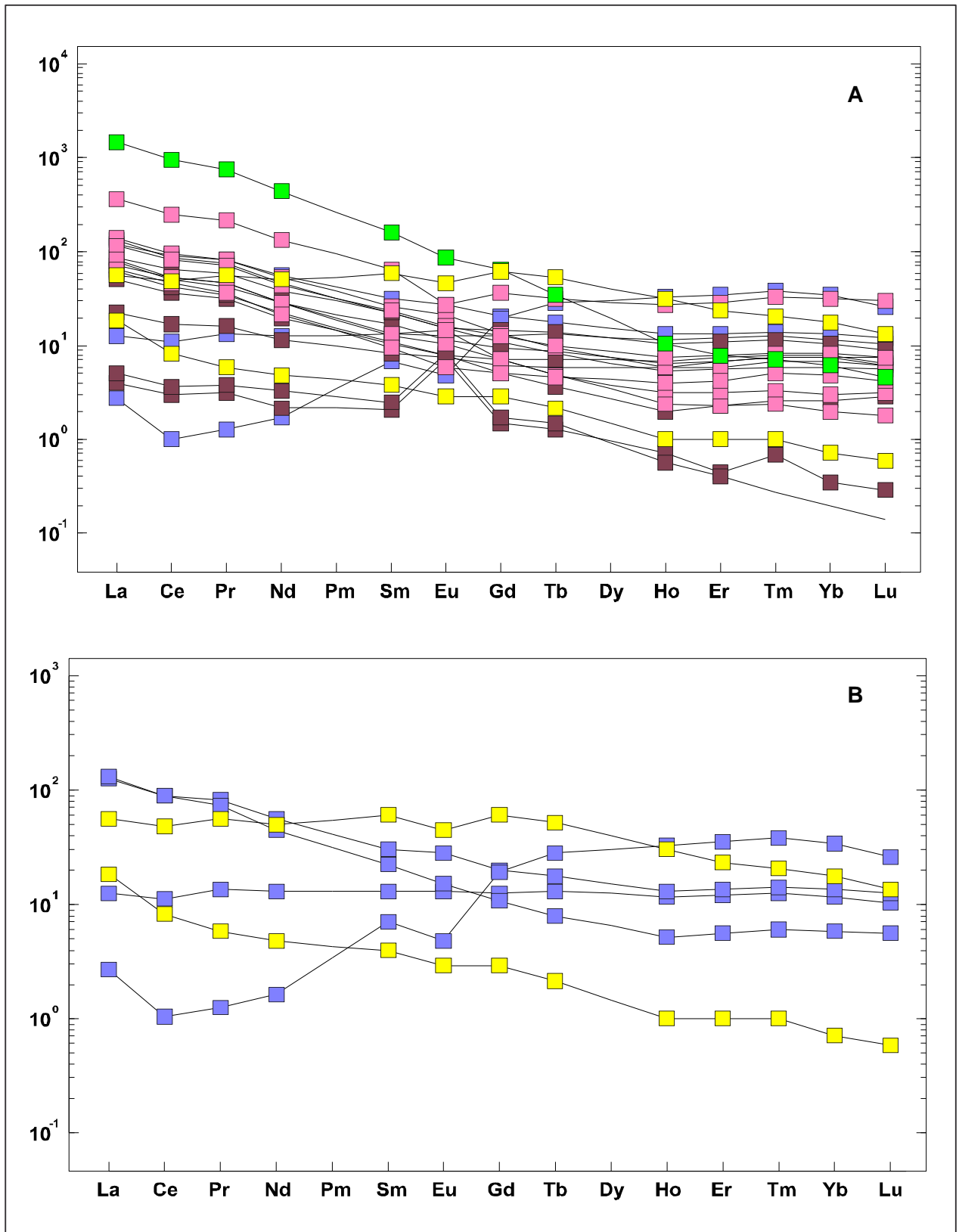


Figura 25. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Bacaba; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.

No gráfico da Figura 26A, é notável o enriquecimento acentuado de elementos terras raras leves em todas as amostras hidrotermalizadas em relação àquelas relativamente pouco alteradas (protólito), mas principalmente naquelas que correspondem ao grupo de rochas com intensa alteração potássica do depósito Alvo Castanha. As rochas que apresentam sericitização e alteração, sódica bem como o protólito menos alterado, são as amostras que tiveram menor aumento nos níveis de ETR leves.

Observa-se também um aumento do conteúdo de ETR pesados nas amostras intensamente hidrotermalizadas, mas não tão proeminente quanto dos demais ETR. Além disso, destaca-se uma forte anomalia negativa de Eu para todos os grupos de amostras. A anomalia é mais forte quando o enriquecimento em ETR leves é maior. Isso é visível se compararmos as amostras mineralizadas com o protólito (Figura 26B). Estas últimas respondem pelos valores máximos de ETR leves, portanto apresentam uma maior queda de Eu do que para os protólitos, o que pode indicar uma relação direta da proporção deste elemento com o estágio de alteração hidrotermal.

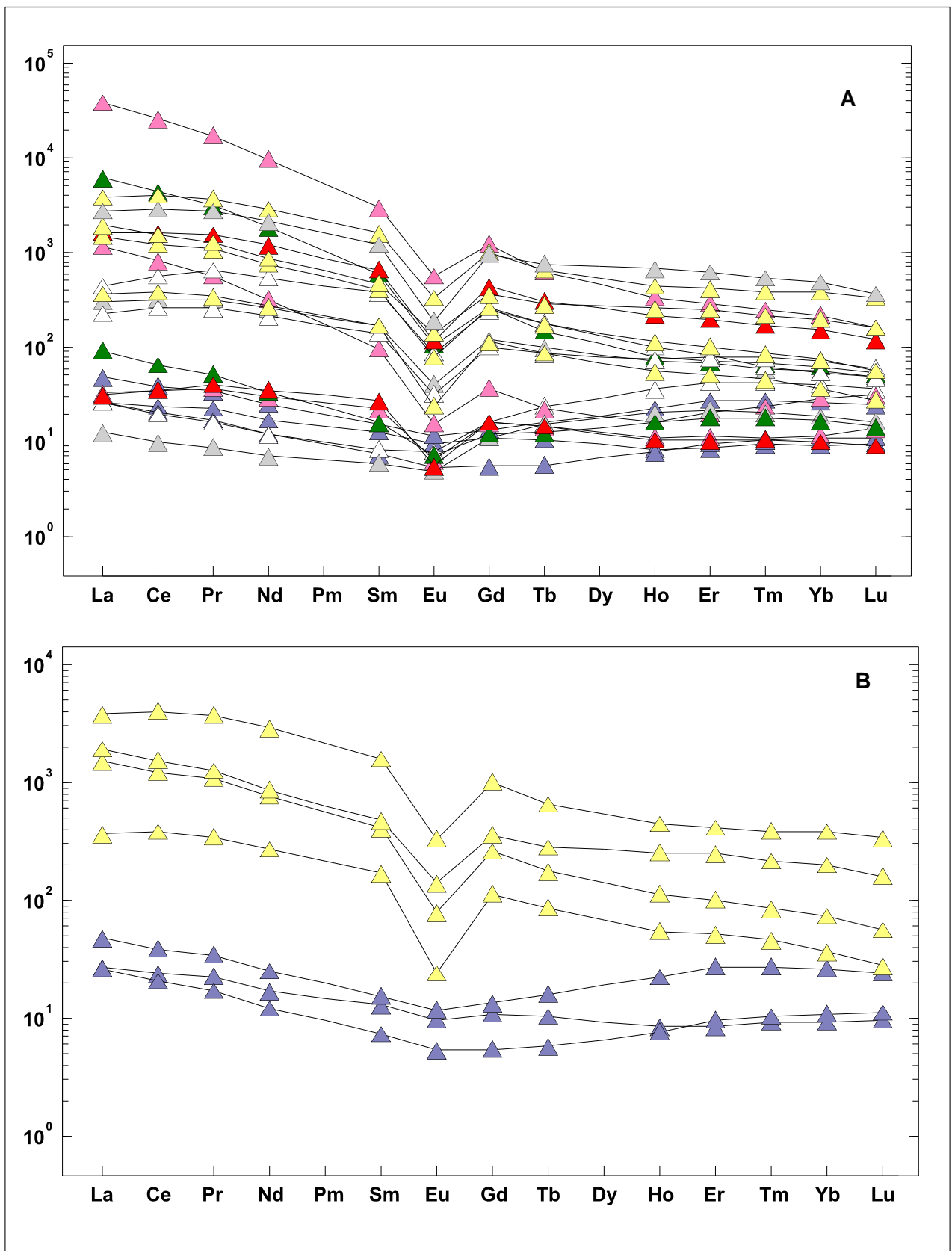


Figura 26. A. Padrão de distribuição de ETR para as amostras do depósito Alvo Castanha; B. Comparação entre o padrão de distribuição de ETR para protólitos menos alterados e rochas mineralizadas.

Diagramas Discriminantes

Os diagramas discriminantes foram confeccionados apenas para os protólitos menos alterados de cada depósito, uma vez que as modificações geoquímicas que acompanham os processos de alteração hidrotermal podem resultar em interpretações errôneas sobre ambiente tectônico de formação dessas rochas.

Os protólitos identificados para o depósito de Sossego (Tonalito Sequeirinho) sugerem origem de arco vulcânico como é mostrado no diagrama proposto por Pierce (1984) da Figura 27. Isso também é sugerido nas amostras menos alteradas (pórfiro riolítico) do Alvo Castanha (Figura 30), que foram tratadas como protólito por apresentarem as alterações mais incipientes (alteração potássica).

O diagrama discriminante proposto por Pierce (1984) sugere protólitos graníticos sin-colisionais (Granito Serra Dourada) para o depósito Alvo Bacaba (Figura 29). Uma das amostras, correspondente ao Tonalito Bacaba plota no campo das rochas associadas a arcos vulcânicos. No entanto, as amostras selecionadas como menos alteradas mostram evidências de alteração hidrotermal, e o uso de tais diagramas discriminantes de ambiente geotectônico para estas rochas hidrotermais requer cautela, uma vez que é esperada a mobilidade tanto de elementos maiores como traços.

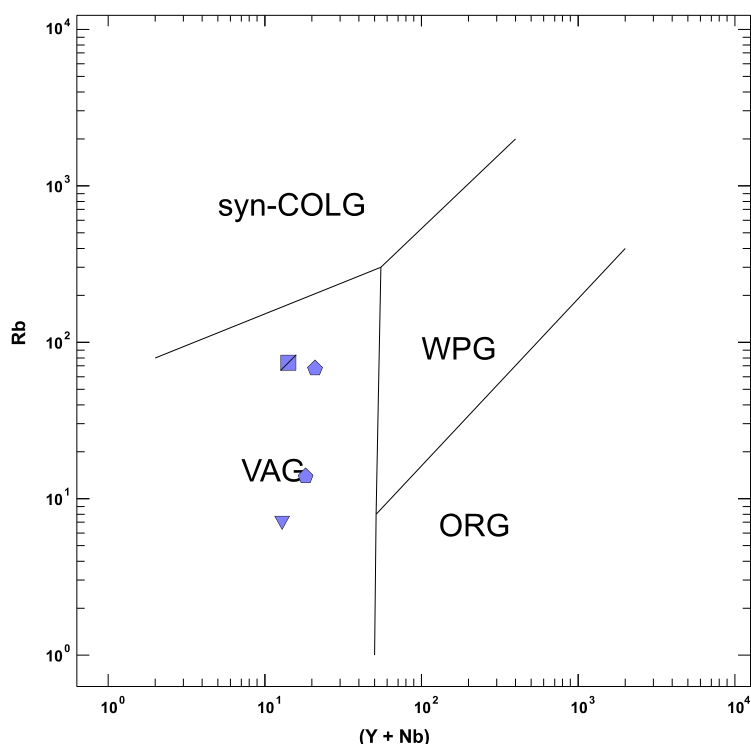


Figura 27. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Sossego, representados pelo Tonalito Sequeirinho.

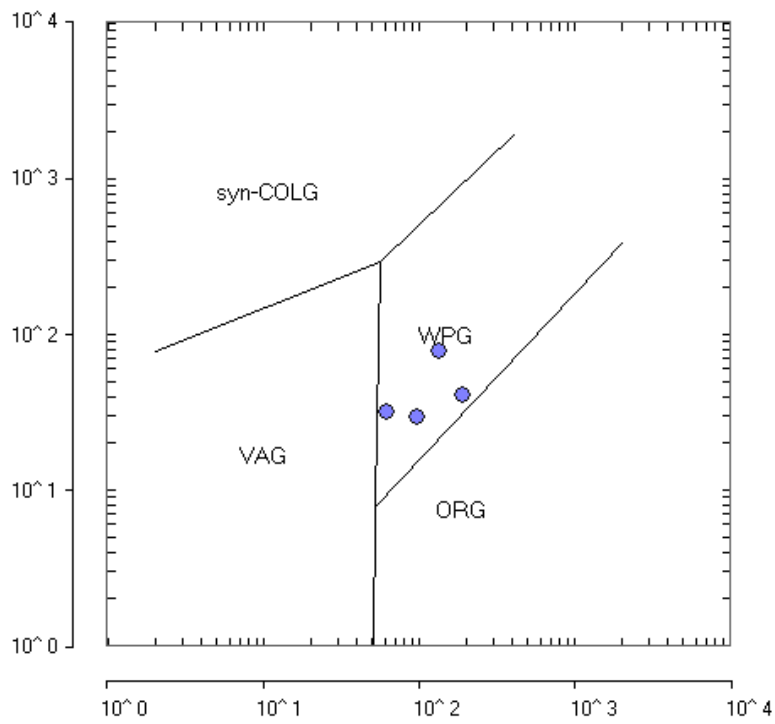


Figura 28. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Alvo 118. Relação (Y+Nb) vs. Rb (Pearce, 1984).

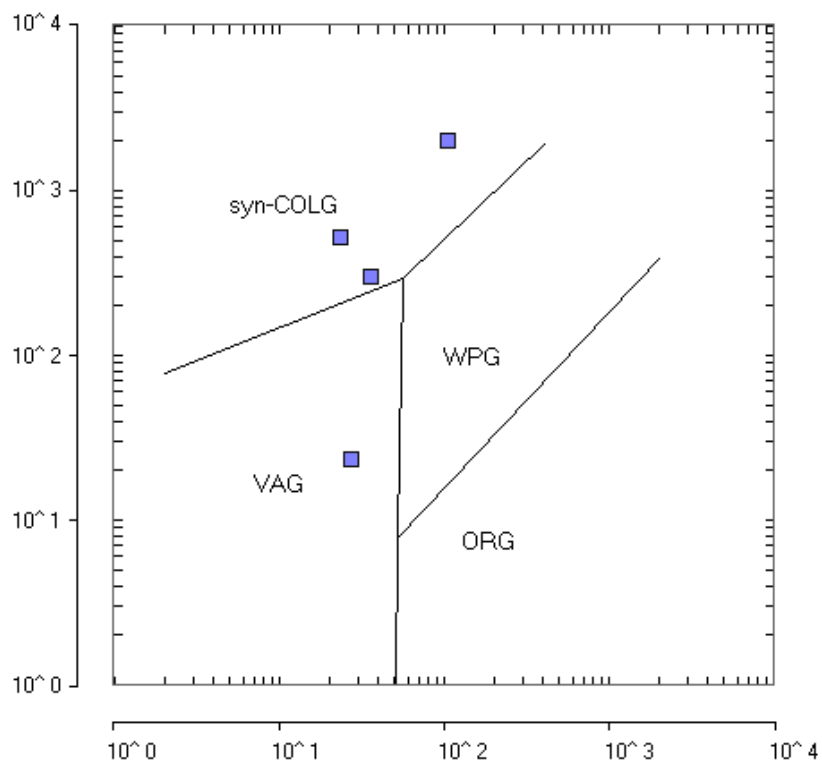


Figura 29. Diagrama discriminante (Y+Nb) vs. Rb para protólitos do depósito Alvo Bacaba, relativos ao Tonalito Bacaba (VAG) e Granito Serra Dourada (syn-COLG).

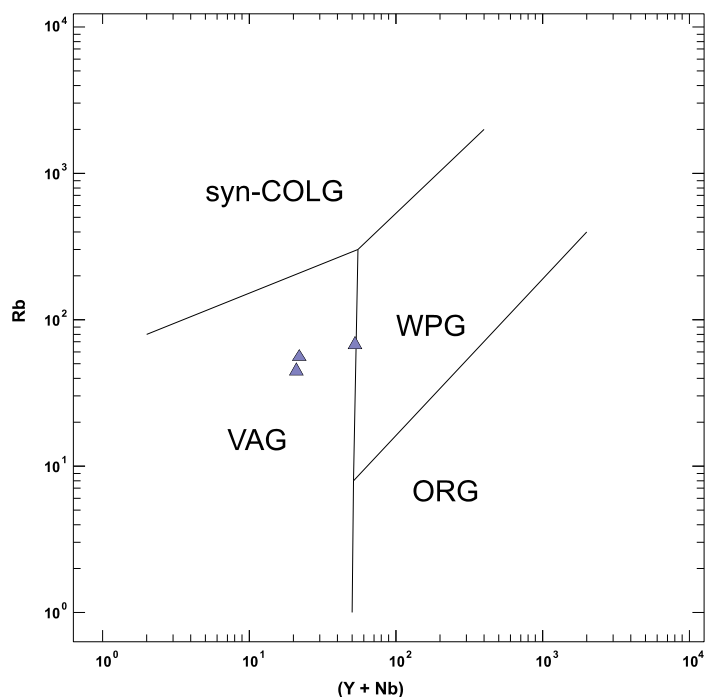


Figura 30. Diagrama discriminante para protólitos do depósito Alvo Castanha. Relação (Y+Nb) vs. Rb.

4.2 Balanço de Massa

Técnicas de balanço de massa são aplicadas no estudo de processos de interação fluido-rocha em sistema aberto com o intuito de quantificar as perdas e ganhos dos componentes químicos presentes nas rochas das zonas de alteração. Durante estas interações, a rocha original tem sua composição modificada em decorrência da incorporação de elementos transportados pelo fluido hidrotermal, o que culmina na produção da rocha alterada e na modificação do fluido.

O estudo da mobilidade relativa dos componentes químicos da rocha original durante os processos metassomáticos responsáveis pela formação das rochas hidrotermalizadas pode ser realizado por meio de cálculos de balanço de massa a partir da identificação de elementos relativamente imóveis, assumindo-se que a mudança de volume é um fator comum ao comportamento de todos os elementos (Gresens, 1967; Grant, 1986).

A seguir serão apresentados os resultados dos cálculos de balanço de massa obtidos para cada depósito abordado no presente estudo.

Sossego

Para a realização dos cálculos de balanço de massa para as amostras do depósito de Sossego foram utilizadas as *isocons* definidas pelas concentrações de Al_2O_3 . Foram selecionadas duas amostras representativas do granito granofírico menos alterado e do granito (amostras SOS34 e SOS31, respectivamente), as quais foram avaliadas quanto às perdas e ganhos de massa e elementos com relação à albitização, cloritização e epidotização representadas pelas amostras correspondentes SOS35, SOS36 e SOS21.

O gráfico que descreve a relação de perdas e ganhos entre o protólito granítico granofírico e uma rocha albitizada (SOS34 vs. SOS35; Figura 31a) indica que esse processo inicial de alteração hidrotermal resultou em aumento de 5% da massa, com enriquecimento relativo em metais, tais como Cu (29%) e Ni (60%), sugerindo a participação de fluido salino enriquecido em metais neste estágio de alteração. Houve perda relativa de SiO_2 (41%) e Ba (85%). Em relação a esse último elemento, sua perda relativa pode ser explicada pela quebra do ortoclásio ou microclínio ígneo, e sua substituição por albita, uma vez que o Ba comumente é incorporado ao retículo cristalino do feldspato potássico. Para melhor distribuição das concentrações no gráfico, os valores correspondentes ao Zr foram multiplicados por fator de 0,01.

A relação entre o granito granofírico menos alterado com o granito granofírico cloritizado (SOS34 vs. SOS36; Figura 31b) mostra aumento de 5% de massa, com ganhos relativos de 15% de Ba, 87% de Y, 92% de Co e 93% de Sc em detrimento da perda relativa de 19% de SiO_2 e 50% de Th, que provavelmente foram lixiviados e retirados do sistema pelo fluido percolante. O aumento relativo em Ba pode refletir a potassificação que antecedeu à cloritização, enquanto o aumento em Y indica a formação de xenotima, possivelmente associada à cloritização. Zr e V tiveram suas concentrações multiplicadas pelo fator 0,01 para melhor serem acomodadas no gráfico.

A passagem do protólito granítico do depósito de Sossego para rocha com epidotização (Figura 31c) implicou na perda de 6% de massa concomitante ao decréscimo relativo de 6% de SiO_2 , 56% de Th e 88% de Ba. Houve ganhos de 71% de Cu, 61% de Ni e 30,5% de V, caracterizando esta zona como tipicamente proximal ao minério, com enriquecimento em metais base e no V, incorporado dos óxidos de ferro, em especial na hematita.

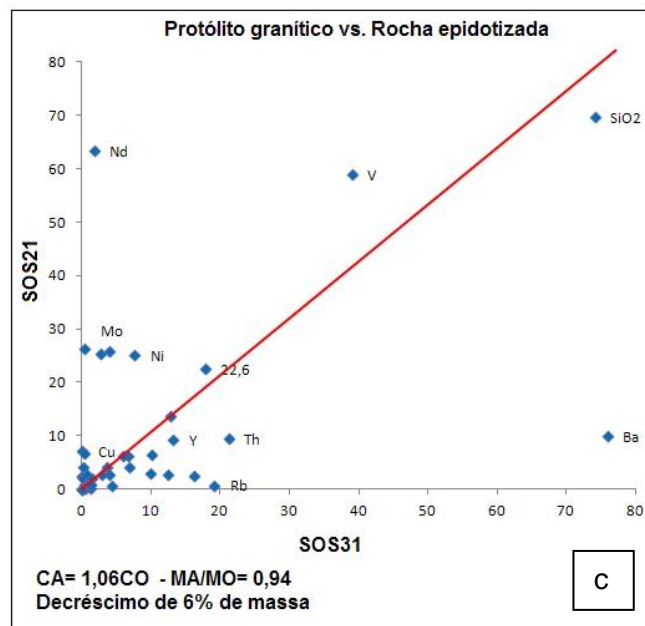
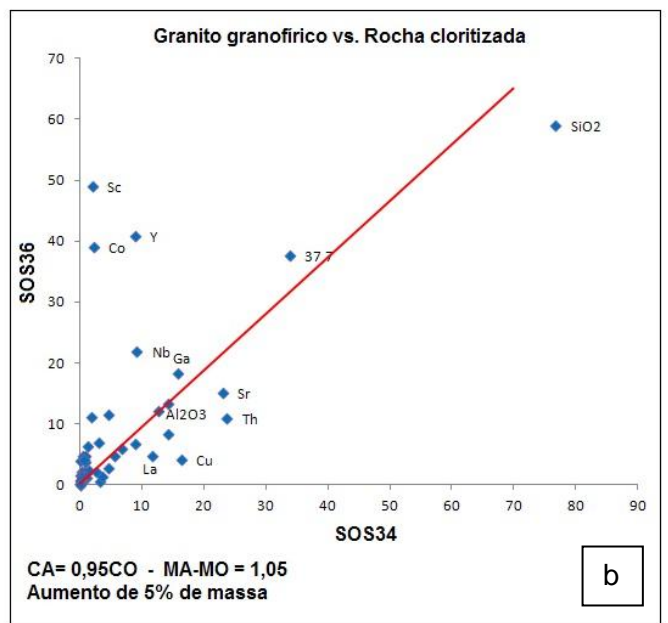
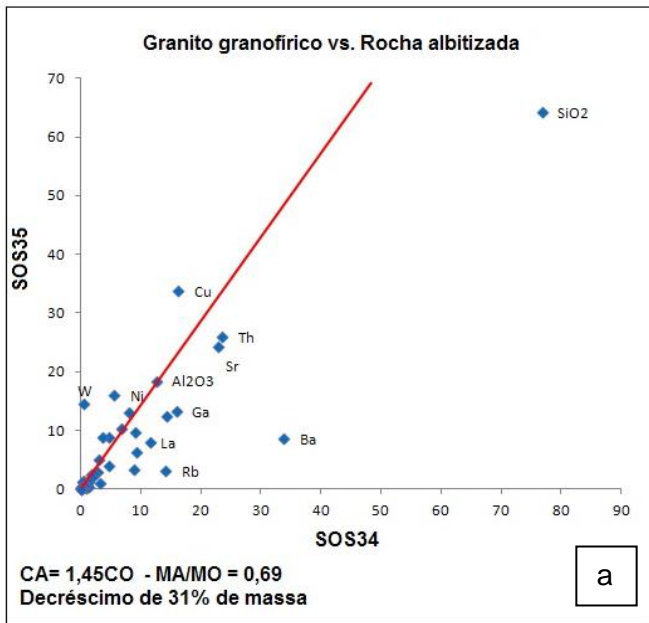


Figura 31. Gráficos da relação de perdas e ganhos relativos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas para o depósito Sossego. (a) Granito granofírico versus rocha albitizada; (b) Granito granofírico versus rocha cloritizada; (c) Protólito granítico versus rocha epidotizada.

Alvo 118

Os cálculos de balanço de massa permitiram a avaliação das perdas e ganhos de massa e de elementos envolvidos nos processos que obliteraram as rochas hospedeiras do depósito Alvo 118. Para tanto, foram selecionadas amostras correspondentes ao protólito (FD 388/88,20), e amostras com evidências de silicificação (FD 443/41,70), sericitização (FD 443/ 49,35) e por alteração potássica com formação de biotita (FD 441/299,70). Foram utilizadas as *isocons* definidas com base nas concentrações de Al_2O_3 para a realização dos cálculos e quando necessário as concentrações dos elementos foram multiplicadas pelo fator 0,01, de modo a acomodá-las da melhor forma nos gráficos elaborados.

De acordo com o gráfico que expressa a relação de perdas e ganhos entre as amostras FD 388/88,20 e FD 441/299,70 (Figura 32a), a alteração do metagabro na zona de alteração potássica implicou em aumento de massa de cerca de 7%. Ganhos de Co, Y, Pr, Sm e SiO_2 ocorrem nessa transição de aproximadamente 45%, 92%, 85%, 66%, 9,3%, respectivamente. As perdas que mais se destacam são referentes aos conteúdos de U e Pb (cerca de 95% para cada um). Os valores de concentração dos elementos Rb, Ba, Zr, Sr, Ni, Sc, V, Cu, La, Ce e Nd foram multiplicados pelo fator 0,01 para melhor serem acomodados no gráfico.

A relação entre o protólito menos alterado (FD 388/88,20) e a rocha silicificada (Figura 32b) exibe um aumento de 3% da massa, indicando que esta transição é praticamente isovolumétrica. O enriquecimento em sílica (28%) foi acompanhado por elevado aumento em Cu (85%) e Y (73%) e perda relativa de ETR e Co (41%). Para a elaboração deste gráfico, as concentrações dos elementos Sc, V, Hf, Zr, Sr, Rb e Ba foram multiplicadas por 0,01 para efeito de melhor visualização do gráfico.

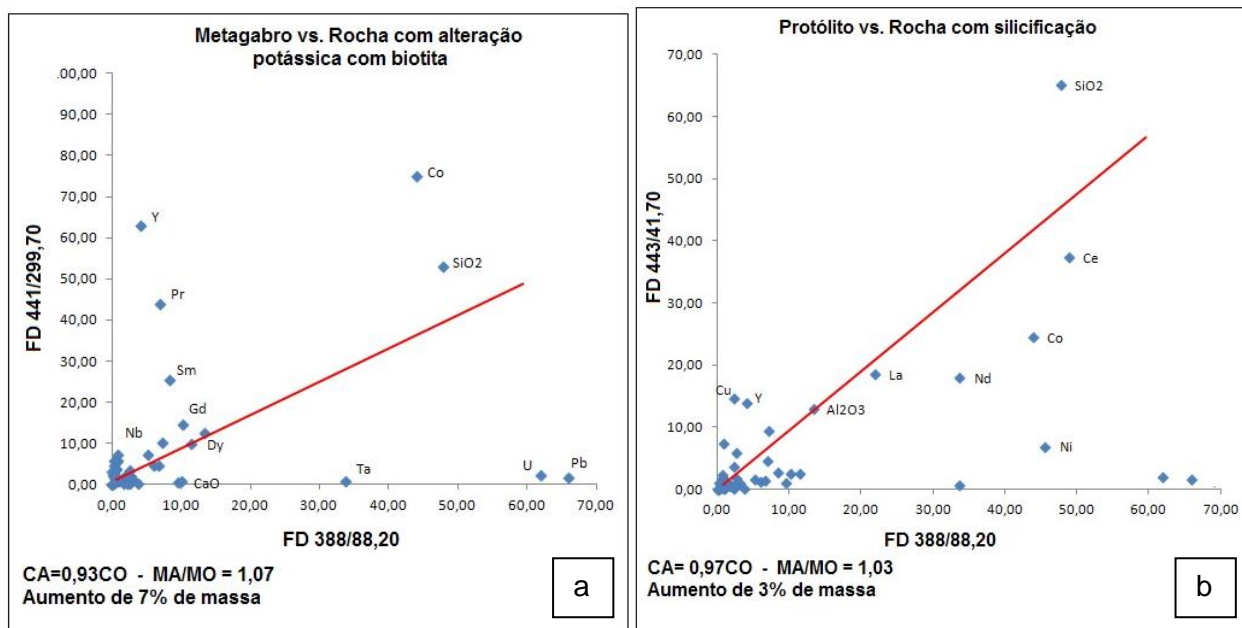


Figura 32. Gráficos da relação de ganhas e perdas de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo 118. (a) Metagabro versus rocha com alteração potássica com biotita; (b) protólito versus rocha silicificada.

Alvo Bacaba

Foram selecionadas duas amostras representativas do gabro menos alterado e do protólito granítico do depósito (amostras BAC19 e BAC08, respectivamente) e três amostras com alteração hidrotermal, a fim de se avaliar as perdas e ganhos envolvidas nos processos de escapolitização do gabro e do granito e de alteração potássica e epidotização do protólito granítico. Foram utilizadas as *isocons* definidas pelas concentrações de Al_2O_3 , por este ser um elemento reconhecidamente mais imóvel.

Os cálculos de balanço de massa para o protólito BAC19 e a amostra escapolitizada BAC-11 (Figura 33a) mostraram ganhos relativos significativos de U (53%) e sílica (46%), além de Th e Nb, com aumento de 14% de massa. Observa-se a perda relativa de Ca provavelmente devido à alteração do plagioclásio ígneo em escapolita. Não houve entrada significativa de sódio no sistema, o que significa que a escapolita foi formada a partir das molécula de albita do plagioclásio ígneo. Há redução também de Sn, MgO, Sc e Co, indicando lixiviação da rocha e a possível incorporação de metais ao fluido salino já neste estágio de alteração. Os elementos Ba, Rb, Sr, Zr, Ni e V foram multiplicados pelo fator 0,01 para que suas concentrações se acomodassem no gráfico e laborado.

Ganhos significativos de Sm (75%), Pr (84%) e Au (94%) associam-se no processo de alteração por epidotização no protólito granítico (BAC 08 vs. BAC07; Figura 33b). Verificou-se decréscimo de 6% da massa acompanhado pela perda de SiO_2 (30%), La (93%) e Ce (92%),

Fe₂O₃, MgO, CaO, Co e Sc. Os elementos Ta, Ba, Rb, Sr, Zr, Ni, La, Ce, Pr e Nb tiveram suas concentrações multiplicadas pelo fator 0,01 para melhor serem acomodadas no gráfico.

É mostrada a relação entre um protólito granítico menos alterado (BAC08) com amostra com escapolitização disseminada (BAC14), onde é possível observar um pequeno aumento de massa equivalente a 2%, indicando que a alteração foi aproximadamente isovolumétrica (Figura 33c). Neste caso, Al₂O₃, Pb, Hf, Nb, Nd, Y, Th e sílica apresentaram comportamento relativamente imóvel no sistema. Com o avanço do grau de alteração, foram estimadas para as duas amostras perdas de 30% e 24% de La e Ce, respectivamente, com ganhos expressivos de Th (38%), Ba (82%) e Nb (20%) e menos proeminentes de Rb, Co, Zn, U e Y. O enriquecimento em Ba indica a sobreposição de estágios de alteração potássica com formação de feldspato potássico e escapolitização. Zr e Sr foram multiplicados pelo fator 0,01 para melhor acomodação no gráfico.

O gráfico que exibe a relação de perdas e ganhos do protólito na passagem para alteração potássica com feldspato potássico (Figura 33d) mostra um decréscimo de massa equivalente a 15% da amostra BAC08 para a amostra BAC16. Neste caso, os ETRL apresentaram comportamento relativamente imóvel junto ao Al₂O₃. Foram verificados ganhos de 64%, 89% e 28% de V, Co e Zn, respectivamente e perdas de 6%, 13% e 83% de Ce, SiO₂ e Th, respectivamente. Embora esta fase de alteração inclua a formação de feldspato potássico, verificou-se uma queda relativa de Ba, que é comumente incorporado, em contraste com Rb que também é incorporado à estrutura deste mineral. As concentrações de Ba, Rb, Sr e Zr foram multiplicadas pelo fator 0,01 para melhor acomodação no gráfico.

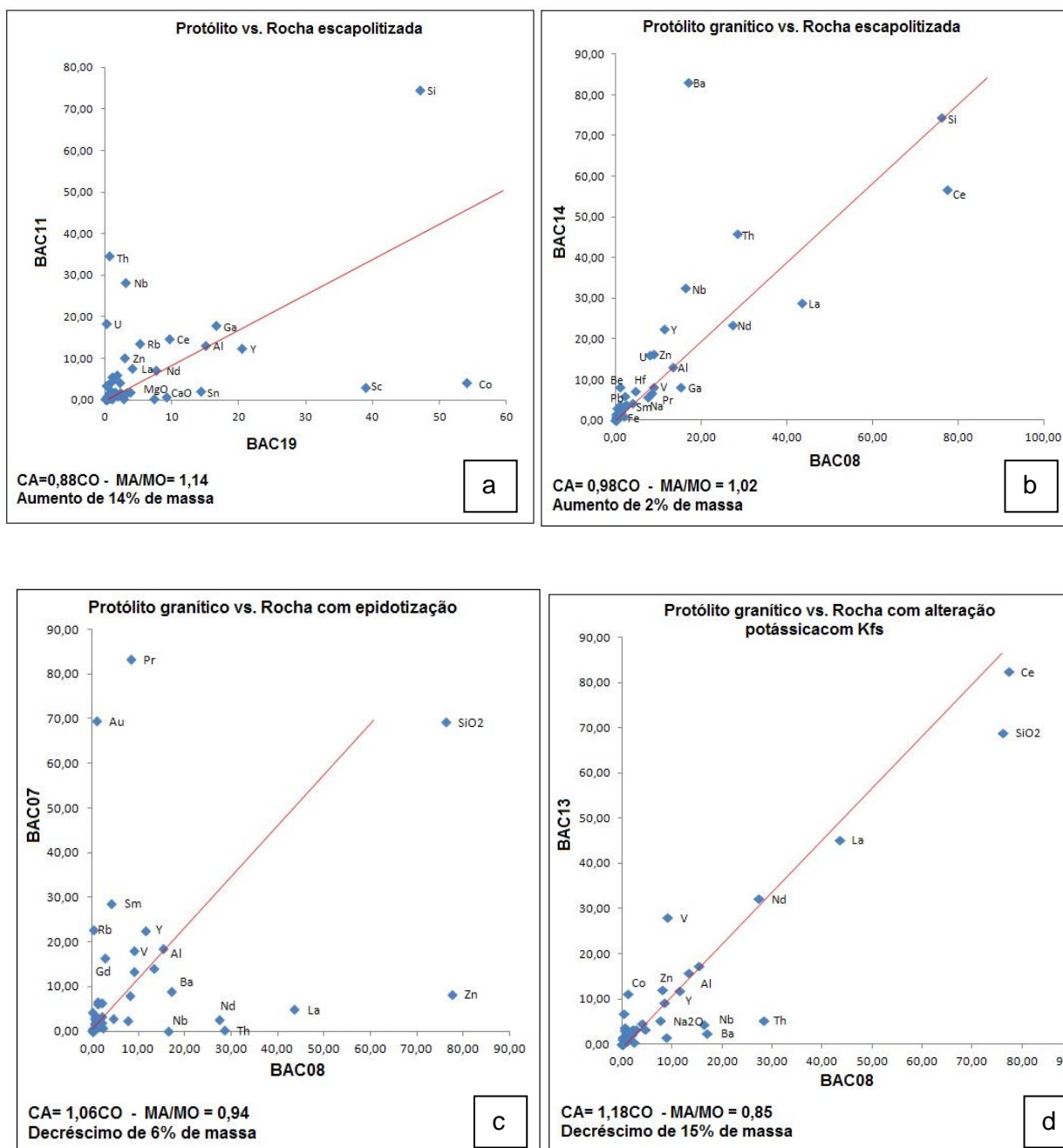


Figura 33. Gráficos da relação de perdas e ganhos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo Bacaba. (a) Protólito versus rocha escapolitizada; (b) Protólito versus rocha escapolitizada; (c) Protólito granítico versus rocha com epidotização; (d) Protólito granítico versus rocha com alteração potássica com feldspato potássico.

Alvo Castanha

Para a elaboração dos cálculos de balanço de massa foram selecionadas duas amostras de rochas menos alteradas, as amostras CTND9/217,00 e CTND1/245,48. Ambas apresentam características de alteração potássica em estágios muito iniciais e por isso foram tratadas como protólito nas análises realizadas. Estas amostras foram relacionadas com outras correspondentes

aos estágios de alteração hidrotermal mais predominante e foram utilizadas as isóconas de Al_2O_3 para a avaliação de perdas e ganhos dos elementos nas passagens para os diferentes estágios hidrotermais.

O balanço de massa entre o protólito CTND1/245,48 e a amostra CTND1/97,00 com alteração sódica (albitização) indica um decréscimo de massa de 15%. No entanto, não foram observadas perdas significativas dos elementos neste processo (Figura 34a). Os ganhos de 72% de Cu, 63% Sr, 77% de Y e 80% de Rb, corroboram com a formação de apatita que incorpora Sr, além de monazita e xenotima, que incorporam Y, nesse estágio de alteração hidrotermal. A ocorrência de biotita associada indica sobreposição de alteração potássica, que é compatível com o enriquecimento em Rb. Para melhor acomodar os valores das concentrações, os elementos Ba, Zr e V foram multiplicados pelo fator 0,01.

O gráfico de CTND9/217,00 vs. CTND9/213,00 mostra aumento de massa de 32% com o avanço da alteração potássica a partir do protólito (Figura 34b). Também se observa ganhos relativos de 98% de Cu, 63% de Zn, 80% de Co e 38% de Fe_2O_3 , indicando fluido salino muito rico em metais. Houve perda relativa de 5% de sílica e 11% de Y. Para melhor acomodar os valores das concentrações, os elementos Ba, Rb, Zr, V, La, Ce, Nd e Sm foram multiplicados pelo fator 0,01.

O balanço de massa entre o protólito CTND1/217,00 e a rocha com o magnetito da amostra CTND2/358,16 indicou aumento de 92% da massa, acompanhada pelo enriquecimento em 91% de Sr, sugerindo a formação significativa de apatita nesta fase de alteração hidrotermal (Figura 34c). Neste caso, foi utilizada a isócona do Nb devido as grandes variações nas concentrações do Al_2O_3 . O enriquecimento em Zn também evidencia a incorporação deste elemento na estrutura da magnetita. As concentrações de Ba, Y, Ni, V, Cu, La, Ce, Sm, Pr, Nd e Gd foram multiplicadas por 0,01.

Novamente utilizou-se a *isocon* do Al para realizar o balanço de massa entre o protólito CTND1/217,00 e a rocha cloritizada CASD2/101,20. A passagem para esse estágio de alteração resultou no aumento de 14% da massa, com ganhos de SiO_2 (14%), Ba (78%), Sr e Y e perda considerável de V (20%) e Zn (39%). Os elementos Ba, Rb, Hf, La, Ce, Sm, Nd e Cu foram multiplicados pelo fator 0,01 (Figura 34d).

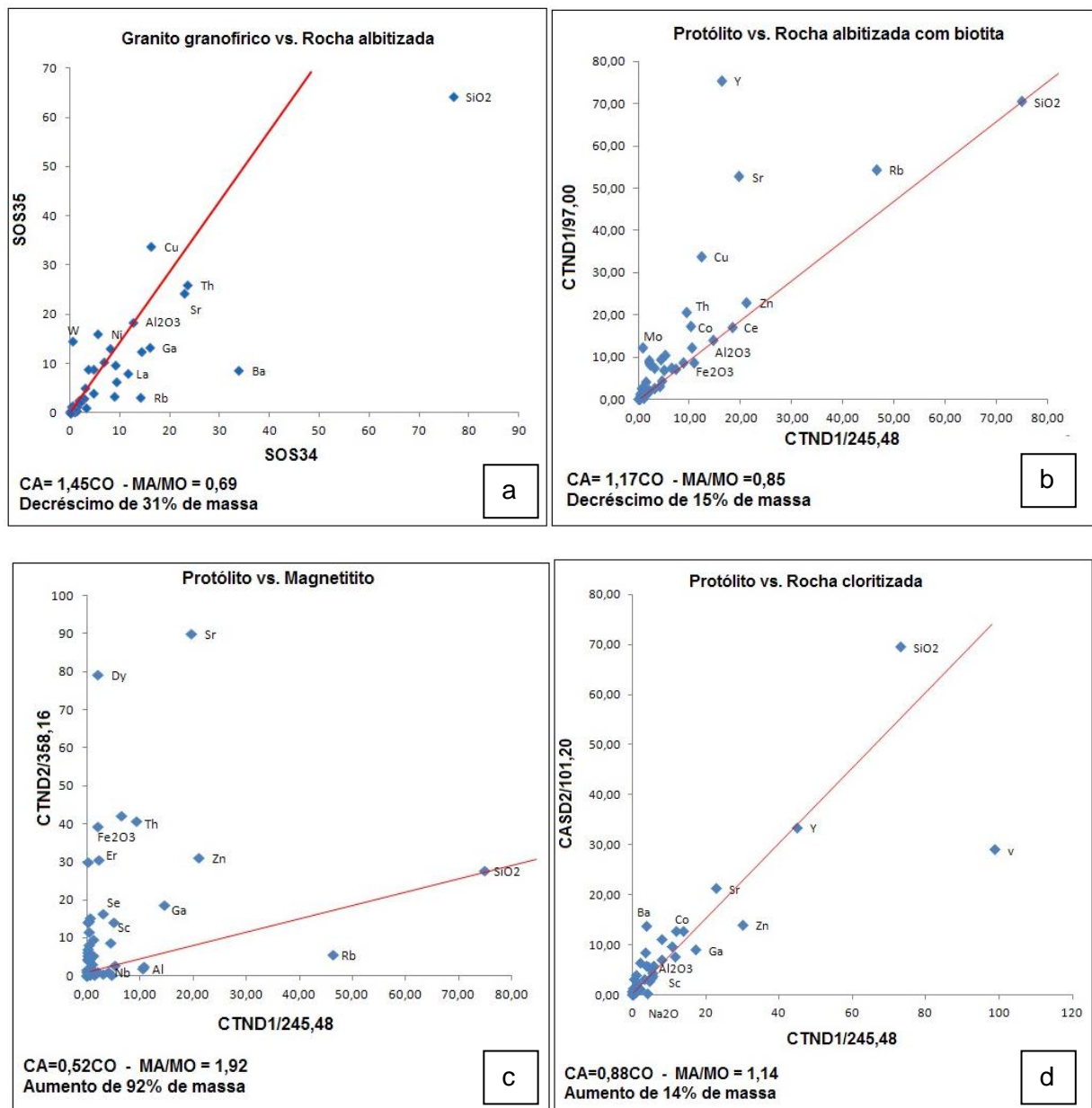


Figura 34. Gráficos da relação de perdas e ganhos de massa e elementos entre protólito e rochas alteradas do depósito Alvo Castanha. (a) Granito granofírico versus rocha albitizada; (b) Protólito versus rocha albitizada com biotita; (c) Protólito versus magnetitito; (d) Protólito versus rocha cloritizada.

5. DISCUSSÃO E RESULTADOS

As análises químicas aqui apresentadas permitiram identificar as características predominantes dos diferentes estágios de alteração hidrotermal reconhecidos para os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Sossego, Alvo 118, Alvo Bacaba e Alvo Castanha.

Devido à sobreposição de alterações hidrotermais verificada em todas as amostras, estas foram selecionadas e tratadas de acordo com as características mais proeminentes que puderam contribuir para melhor detalhamento dos processos envolvidos. Salienta-se também que todas as amostras apresentaram indícios de alteração hidrotermal, no entanto, com a finalidade de estabelecer relações composicionais e químicas entre as amostras alteradas, o fluido mineralizante e a rocha original, as amostras que apresentaram as alterações mais incipientes foram tratadas como protólito.

A confecção dos diagramas de classificação de ambiente tectônico mostram que as amostras menos alteradas dos depósitos Alvo Castanha, representada pelo pórfiro riolítico, e do depósito Sossego, representada pelo Tonalito Sequeirinho, remetem a um ambiente de arco vulcânico, ao passo que os protólitos do Alvo Bacaba, representados principalmente pelo Granito Serra Dourada, indicaram origem sin-colisional. Ainda que os processos hidrotermais possam ter resultado em mudanças químicas significativas nas amostras consideradas como protólitos, essas indicações de ambiente tectônico mostram coerência com os estudos realizados por Delinardo (2011). Isso indica a importância de continuidade de estudos para que o ambiente tectônico da Província Mineral de Carajás possa ser melhor compreendido, principalmente durante sua evolução no Mesoarqueano, uma vez que os granitóides hospedeiros das mineralizações tanto no depósito Sossego como no Bacaba, representam possíveis rochas do embasamento da Bacia Carajás (Moreto *et al.*, 2011).

Como os processos hidrotermais resultam na mobilidade de componentes, inclusive aqueles considerados relativamente imóveis durante processos petrogenéticos ígneos e metamórficos devido aos conteúdos de CO₂, Cl e F presentes no fluido hidrotermal, foram realizados cálculos de balanço de massa para as amostras de cada depósito analisado, com o intuito de estimar as perdas e ganhos relativos provocados pelos processos de interação fluido-rocha, considerando-se assim, a incorporação de componentes transportados por fluidos à rocha ou a lixiviação de tais elementos.

As técnicas de balanço de massa dependem da seleção inicial de rochas que representem litotipos menos alterados, nos quais ainda é possível identificar características composicionais, estruturais e texturais da rocha original. As amostras representativas do depósito de Sossego incluem rochas com albitização inicial. Os metagabros que representam o protólito do depósito Alvo 118 apresentam incipientes alterações potássica com formação de biotita (FD388/30,30),

além de cloritização. Nas amostras menos alteradas do Alvo Bacaba foram identificadas previamente indícios de silicificação e albitização em protólito granítico (BAC 08) e alteração potássica em gabro (BAC 19), em decorrência de biotita substituindo anfibólio hidrotermal. Por fim, nos pórfiros riolíticos amostrados do Alvo Castanha (CNTD1/189,82, CNTD9/217,00 e CNTD1/245,48) foi identificada alteração potássica em estágio inicial, com formação de biotita.

As amostras escapolitizadas apresentaram enriquecimento em Ni e Co. Isto pode indicar que o fluido salino responsável por este estágio de alteração também era metalífero. Os conteúdos elevados de Sn, Zn, Au e Pb apresentados pela amostra escapolitizada do depósito Alvo Bacaba (BAC 04) corroboram com essa observação.

Os elevados conteúdos de Cr_2O_3 observados nas amostras com alteração potássica dos depósitos Alvo Castanha e Alvo Bacaba podem ser em função da formação da biotita que acompanha o processo.

A mobilidade de elementos considerados como relativamente imóveis caracteriza as zonas sericitizadas, que incluem ganhos de Nb e SiO_2 e perda de Zr. A silicificação ocorre acompanhada de enriquecimento em Cu e perda relativa de ETR.

A alta contribuição de elementos, tais como Cu, Sn, Zn, Pb, Zn, Fe e Au em zonas alteradas dos quatro depósitos, indica que o fluido responsável pelas alterações foi incorporando estes elementos à medida que interagiu com as encaixantes. Deste modo, este fluido teria sido diluído, possivelmente em condições de temperaturas mais reduzidas, resultando na deposição de tais elementos originando as zonas mineralizadas. É importante destacar que para o depósito de Sossego, essa deposição foi acompanhada por alteração cálcica tardia, evidenciada pelo elevado conteúdo de CaO em direção a zona proximal e redução de Na_2O e K_2O .

As amostras hidrotermalizadas dos depósitos apresentaram enriquecimento em ETR em relação aos condritos. No depósito Alvo Castanha, ocorreu evidente enriquecimento em ERTL, exceto de Eu. Esta anomalia é comum às rochas alteradas e ao protólito. Nas rochas hidrotermalizadas do Alvo Bacaba, no entanto, nota-se tanto enriquecimento em ETRL, que poderia ser associado à presença de epidoto, apatita e allanita na amostra, como diminuição do conteúdo de ETRL em relação ao protólito e concentração relativa de ETRP. Para o depósito Sossego, verificou-se que as mineralizações são acompanhadas pelo enriquecimento em ETR, com anomalia para Eu, descrevendo um padrão do tipo gaivota. Para o Alvo 118, partindo do protólito foi identificado enriquecimento significativo de ETRP, associado à formação de gadolinita.

6. CONCLUSÕES

Esse trabalho permitiu estabelecer relações composicionais entre as zonas de alteração hidrotermal identificadas para os depósitos IOCG de Sossego, Alvo 118, Alvo Bacaba e Alvo Castanha, a partir de análises geoquímicas, que forneceram importantes informações sobre os processos de interação fluido-rocha responsáveis por ganhos e perdas relativas de elementos nesses tipos de depósito.

Foram estudadas rochas representativas dos estágios de albitização, escapolitização, alteração potássica com feldspato potássico e biotita, cloritização e epidotização, silicificação e sericitização além de amostras mineralizadas.

A interpretação dos dados obtidos através da geoquímica identificou perda relativa do conteúdo de sílica, acompanhada de ganhos significativos de ferro em direção às zonas proximais, refletindo a formação dos magnetitos. Além disso, dados de balanço de massa indicaram ganhos de Ni, Co, Sn, Zn, Au e Pb, em zonas escapolitizadas, indicando presença dos metais nos fluidos hipersalinos responsáveis pela escapolitização. Isso pode indicar que a migração regional de fluidos muito salinos contribuiu para o transporte de metais a partir de complexos cloretados desde os estágios iniciais de alteração hidrotermal, isso é, a concentração de metais no fluido não dependeu de mistura de fluidos durante a evolução posterior do sistema hidrotermal.

A formação de minerais hidrotermais, tais como monazita, apatita, epidoto e allanita foi evidenciada pelo ganho de elementos terras raras observados em amostras mineralizadas dos quatro depósitos. A mobilidade de ETR nesses sistemas é notável, e a concentração de ETR nas amostras mineralizadas e nas zonas ricas em epidoto pode resultar da lixiviação e redistribuição de ETR presente nas várias rochas hospedeiras.

O comportamento relativamente móvel de Zr, Nb, Ti e ETR, que são comumente imóveis em processos magmáticos e metamórficos, pode ser relacionado à natureza dos fluidos hidrotermais, ricos em cloro, como evidenciado pela presença de escapolita, e em P, presente em fosfatos como apatita e monazita. Uma importante decorrência desse comportamento é representada pela possibilidade de datação direta do episódio de mineralização a partir de zircão, xenotima e monazita hidrotermal.

As zonas escapolitizadas indicam que o fluido hidrotermal hipersalino inicial já era enriquecido em metais, o que pode ter resultado de interação prévia com as rochas encaixantes. Dessa forma, a deposição de metais, tais como Cu, Sn, Zn durante o estágio de escapolitização pode ter sido favorecida por diminuição da salinidade do fluido, favorecida pela incorporação de NaCl presente no fluido na estrutura cristalina da

escapolita. Dessa forma, com diminuição da salinidade o fluido teria diminuída a sua capacidade de transportar metais. Portanto, as zonas fortemente mineralizadas indicam também diluição dos fluidos metalíferos hipersalinos, acompanhada pelo decréscimo da temperatura, evidenciado por associação da mineralização com estágios de alteração hidrotermais mais frios, como a cloritização, epidotização e carbonatização, resultando na deposição de metais.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, F.G.; NAKASHIMA, J.; PODESTÁ, P.R. 1986. Depósito de manganês da Serra de Buritirama, Pará. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Principais depósitos minerais do Brasil: ferro e metais da indústria do aço*. Brasília, Convênio DNPM/CVRD. v.2, p. 153-66.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. Congresso Latino Americano de Geologia 7, Proceedings, pp 324–333.
- ARAÚJO, O.J.B e MAIA, R.G.N. 1991. Serra dos Carajás, folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. Brasília, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM, 136p.
- AUGUSTO, R.A., MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; SOUZA FILHO, C.R. 2008. Zonas de Alteração Hidrotermal e Paragêneses do Minério Cuprífero do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 263-277.
- BARROS, C.E.M., MACAMBIRA, M.J.B., BARBEY, P., SCHELLER, T., 2004. Dados isotópicos Pb–Pb em zircão (evaporação) e Sm–Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Rev. Brasil. Geoci.* 34, 531–538.
- BEISIEGEL, V. de R.; BERNADELLI, A. L.; DRUMOND, N. F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(4):215-42, dez.
- CARVALHO D.C. de, 2010. Caracterização geoquímica das zonas de alteração hidrotermal do depósito cuprífero de Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. Projeto de Iniciação Científica, Brasil, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- COMPANHIA VALE DO RIO DOCE/COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO. 1972. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. *Resumo das comunicações*. Simpósios. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. P. 78-80. (Boletim nº 2)
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO O.J.B.; SANTOS A.; JORGE-JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1999. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- CARVALHO, E.R. 2009. Caracterização geológica e genese das mineralizações de oxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Provincia Mineral de Carajas : estudo de caso do Deposito Sossego. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrology*, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; ALMEIDA, J.A.C.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; OLIVEIRA, D.C.; BARROS, C.E.M., 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide, 99–150.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F. & MEIRELLES, M.R. 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil. *J. of South American Earth Sci*, 10: 321-330.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.S. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Ed.UnB, Brasília/CNPq.
- DELINARDO M.A.S. 2011. O dompínio de transição da Província Mineral de Carajás: contexto geológico e litoquímica das unidades hospedeiras de mineralizações cupro-auríferas. Trabalho de Conclusão e Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, SBG, Anexo aos anais, pp 11–54
- FARIAS, N.R. e SAUERESSIG, R. 1982. Jazida de cobre Salobo 3A. Simpósio de Geologia da Amazônia, I. 1982. Belém, Anais, pp 61-73.
- GALARZA, T.M.A.; MACAMBIRA, M.J.B; MOURA, C.A.V. 2003. Geocronologia Pb–Pb e Sm–Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA) Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, SBG [CD-ROM]

- GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI Jr., W. J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc*, 16(2):201-11.
- GRANT, J.A. 1986. The isocon diagram - A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976 - 1982.
- GRESENS R.L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, v.2, p. 47 – 55.
- HITZMAN, M. W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58: 241-287.
- HITZMAN, M.W., 2000. *Iron oxide–Cu–au deposits: what, where, when, and why*. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide cooper-gold and related deposits: a global perspective Austral Miner Fund, Adelaide*, pp 9–25.
- HOLDSWORTH, R.E. e PINHEIRO, R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structure Geology*, 22: 1105-1123.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEA, J.L.; MARTINS, L.P; MONTALVÃO, R.G.M; COSTA, V.G. 1988. O terreno “granite greenstone” da região de Rio Maria- Sul do Pará. XXXV Cong. Bras. Geol., Anais, 3: pp 1438-1452.
- LAFON, J.-M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjé-mitiques-granodioritiques archeennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris* 318, 643–649.
- LEITE, A.A.S.; DALL’AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; ALTHOFF, F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Rev. Brasil. Geoci.* 34, 447–458.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thesis, University of Western Ontario.
- LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.G. 1999. Ore genesis at the Salobo Copper deposit, Serra dos Carajás. In: Silva, M.G. and Misi, A. (eds), *Base Metal Deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, 33–43.
- MACAMBIRA, M.J.B.; COSTA, J.B.S.; ALTHOFF, F.J.; LAFON, J.-M.; MELO, J.C.V.; SANTOS, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the Carajás Province, Brazil. In: 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, CD-ROM.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.-M.; PIDGEON, R.T. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: 40th Congr. Bras. Geol., SBG, Belo Horizonte. Proceedings, p. 55.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT J. 1996. Time constraints of Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Rev.* 38 (12), 1134-1142.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. 1992. Idade U–Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. *Congr. Bras. Geol.*, São Paulo 2, 188– 189.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER D.H.; KROUGH T.E.; LINDENMAYER Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- MEIRELLES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A. F.; MEDEIROS Fº, C.A.; GATO, V. C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p. 2164-74.
- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; CARVALHO, E.R.; HITZMAN, M.W.; JOHNSON, C.A.; SOUZA FILHO, C.R.; TORRESI, I., 2008a. *The Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil: hydrothermal alteration paragenesis and stable isotope constraints on the system evolution. Mineralium Deposita*, **43**:129–159. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-006-0121-3>

- MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P.; HITZMAN, M.W.; JULIANI, C.; SOUZA FILHO, C.R., CARVALHO, E.R. 2008b. *Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil*. *Ore Geology Reviews*, **34**: 317-336. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.01.003>
- MORETO, C.P.N., MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R.P., AMARAL, W.S., SANTOS, T.J.S., JULIANI, C., SOUZA FILHO, C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita Online First*. DOI: 10.1007/s00126-011-0352-9
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBROD, W.; COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. In: 4 Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Resumos Expandidos, SBG, PP 363-364.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBROD, W.; PINHEIRO, R.V.L. 2000. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. In: 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Abstracts.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- PESTILHO, A.L.S. 2008. Depósito de Cu–(Zn–Ni) do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA: Evolução Paragenética e dos Fluidos Mineralizantes. Trabalho de Conclusão de Curso, Campinas, Brasil, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. pp. 85.
- PESTILHO, A.L.S. & MONTEIRO L.V.S. 2008. Caracterização petrográfica das zonas de alteração hidrotermal e paragêneses do minério de cobre e ouro do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de vulcanismo e Ambientes Associados, 4, Resumos Expandidos, Foz do Iguaçu, 2008. CD-ROM. Disponível em: <<http://jasper.rc.unesp.br/vulcanismo/trabalhos/pestilho%20et%20al.pdf>>
- PETRELLI, M.; POLI, G.; PERUGINI, D.; PECCERILLO, A. 2007. *Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, Geochem. Geophys. Geosyst., Vol. 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932, 26 July 2005; version 2 beta dic 2007.*
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B; LAFON, J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for ages of granulites facies metamorphism and protolith of the enderbite. *Chem. Geol.* **166**: 157-171.
- PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. 1994. Geocronologia U–Pb dos terrenos granito–greenstone de Rio Maria, Pará. In: Cong. Bras. Geol., Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 2, pp. 390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. e HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**: 99-103.
- ROSCITO, F.G. 2009. Caracterização geoquímica e balanço de massa das zonas de alteração hidrotermal do depósito cuprífero Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão de Curso, Campinas, Brasil, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- SOUZA, S.R.B; MACAMBIRA, M.J.B; SCHELLER, J. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. V Simpósio de Geologia da Amazônia, 380-383 p.
- SOUZA, Z.S.; POTREL, H.; LAFON, J.M.; ALTHOFF, F.J.; PIMENTEL, M.M.; DALL’AGNOL, R.; OLIVEIRA, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precamb. Res.* **109**, 293–315.
- TALLARICO, F.H.B. 2003. Cinturão cupro–aurífero de Carajás, Brasil. Tese de doutorado, Campinas, Brasil, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- TALLARICO, F.H.B.; FIGUEIREDO, B.R.; GROVES, D.I.; KOSITCIN, N.; MCNAUGHTON, N.J; FLETCHER, I.R.; REGO, J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide–Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Econ Geol* **100**:7–28.

- TASSINARI, C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. *Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes*, 22(3):174-182.
- TEIXEIRA, J.B.T.; EGGLE, D.H., 1994. Petrology, geochemistry and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia* 40, 71–114.
- TOLBERT, G. E.; MELCHER, G.C.; GOMES, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. *Econ. Geol.* 66:985-94.
- TORRESI, I.; BORTHOLOTO, D.F.A.; XAVIER, R.P.; MONTEIRO, L.V.S. 2011. *Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusions and Stable isotope systematics of the Alvo 118 Iron Oxide–Copper–Gold Deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): Implications for Ore Genesis. Mineralium Deposita. Online First.*
- TRENDALL, A.F.; BASEI M.A.S.; DE LAETER J.R.; NELSON, D.R. 1998. *SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. Journal of South American Earth Sciences*, 11:265-277.
- WILLIAMS, P.J.; BARTON, M.B.; JOHNSON, D.A.; FONTBOTÉ, L.; HALLER, A.; MARK, G.; OLIVER, N.H.; MARSCHIK, R. 2005. *Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. Economic Geology 100 th Anniversary Volume*, p.371-405.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J.Jr. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 16: 195-200.

ANEXO

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ba	Rb	Sr
SOS-01	19.58	1.06	28.77	4.82	17.2	0.09	0.02	0.2	5.78	0.02	0.001	2.7	4.1	-	54.4
SOS-02	8.43	0.28	46.53	2.19	2.71	0.01	0.02	0.11	0.01	0.01	0.002	10.6	3.2	2.7	5.0
SOS-03	12.42	0.28	32.08	3.26	14.03	0.01	-	0.12	1.02	0.02	-	4.8	2.3	-	62.3
SOS-04	27.13	1.06	31.13	2.86	11.29	0.02	0.02	0.21	6.24	0.02	0.003	5.3	4.8	0.6	43.8
SOS-05	8.51	0.3	35.77	2.08	12.41	0.04	0.04	0.07	7.4	0.01	-	9.6	-	2.1	35.2
SOS-06	34.4	5.41	23.52	4.72	12.7	2.67	0.12	0.33	1.74	0.03	0.008	3.1	14	2.8	28.3
SOS-07	9.79	0.39	26.41	1.2	20.03	0.03	0.03	0.07	1.18	0.12	0.001	-	4.6	1.5	75.5
SOS-08	11.01	0.38	32.5	0.35	16.41	0.03	0.04	0.14	5.05	0.04	0.001	2	6.2	3.9	38.8
SOS-09	32.25	0.61	17.68	0.87	17.64	0.09	0.14	0.09	4.35	0.13	0.002	-	4.6	22.4	49.3
SOS-10	26.75	0.63	31.05	4.6	12.52	0.02	0.26	0.29	1.43	0.05	0.002	2.3	5.3	64.9	37.3
SOS-11	11.85	0.36	36.38	2.39	8.26	0.04	0.02	0.08	2.88	0.02	0.002	9.2	-	1.4	35
SOS-12	39.35	6.19	31.16	3.81	7.88	0.63	1.04	0.29	-	0.04	0.002	5.5	102.5	53.4	189.2
SOS-13	33.26	2.17	21.17	4.24	17.04	0.08	0.23	0.27	2.75	0.12	0.002	3.1	20	41.5	78
SOS-14	36.68	7.27	43.78	5.48	3.07	1.51	0.86	0.32	-	0.04	-	0.7	236.8	27.6	41
SOS-15	44.09	7.13	27.31	11.1	5.39	0.27	0.12	0.35	0.07	0.07	0.004	3.8	11.7	7	8.5
SOS-16	39.47	9.51	31.25	4.32	10.43	2.58	0.17	0.38	0.5	0.05	0.019	0.3	40.3	1.7	261.3
SOS-17	45.62	9.8	18.63	7.07	14.08	0.77	0.27	0.57	-	0.06	0.01	2.1	36.9	6.7	566
SOS-18	22.57	1.65	61.51	6.2	5.75	0.24	0.13	0.53	-	0.04	0.001	-	19.7	2	13.4
SOS-19	62.47	17.77	3.09	4.8	0.2	8.66	-	0.38	0.06	0.03	0.003	2.4	16.3	-	26.5
SOS-20	56.12	17.89	4.37	8.67	0.3	7.23	-	0.43	0.06	0.06	0.002	4.2	14.8	1.8	36.8
SOS-21	69.68	13.66	4.08	0.6	4.2	6.18	0.03	0.17	-	0.01	0.003	0.8	10	0.7	238.8
SOS-22	73.79	14.25	1.49	0.2	1.11	7.7	0.06	0.13	0.01	0.01	0.002	0.4	17	2.5	104.5
SOS-23	64.39	13.59	7.28	1.61	6.15	4.77	0.02	0.21	-	0.03	0.005	1.2	8.8	-	330.9
SOS-24	68.38	15.08	3.39	0.92	3.72	3.79	3.04	0.32	-	0.02	0.003	1.1	704.9	90.6	321.2
SOS-25	55.91	14.57	8.95	2.76	10.8	4.12	0.02	0.15	-	0.03	0.003	2.4	5.4	-	622.3
SOS-26	70.64	15.01	2.84	0.47	2.94	6.34	0.62	0.32	0.07	0.01	0.003	0.6	110.9	21.2	217.4
SOS-27	75.75	10.88	3.78	0.72	1.17	4.75	0.77	0.46	-	0.02	0.004	1.5	182.9	29.8	52.1

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Ni	Co	Sc	V	Cu
SOS-01	-	23.9	-	-	0.8	-	7.5	97.5	12.2	2.3	1266.5	186.4	7	475	-
SOS-02	-	14.3	-	-	0.7	-	1.7	13.6	0.6	0.1	266	140.4	2	306	-
SOS-03	-	18.1	-	-	0.6	-	1.2	73.7	6.9	1.3	493.5	124.2	5	313	-
SOS-04	-	15.1	-	-	1.4	-	6.2	68.7	7.4	2.6	3511.9	582.9	6	359	-
SOS-05	0.1	7.5	-	-	-	-	1.5	74	3.1	1.4	308.4	109.3	1	166	-
SOS-06	0.2	11.4	-	-	2.5	1.2	32.7	57	10.5	3	539.4	109.3	10	314	-
SOS-07	-	2.9	-	0.2	3.1	-	2.5	132.6	1.4	9.9	76	7.4	6	23	-
SOS-08	0.1	4.2	-	-	0.9	-	5.4	139	7.2	10.9	390.5	36.6	4	144	-
SOS-09	0.2	3.2	0.1	-	1.8	-	3.7	116.3	1.3	2.5	977.6	39.6	5	49	-
SOS-10	0.4	18	0.1	0.3	2.5	-	9.7	134.9	6.1	21.3	412.8	107.3	7	315	-
SOS-11	-	7.1	0.1	0.1	2.5	-	5.5	120.8	8.3	17.1	275.7	34.6	2	75	-
SOS-12	-	29.9	-	0.4	4.3	2.6	73.4	111.7	22.6	34	1288	516.6	10	153	-
SOS-13	0.3	16.6	0.1	0.3	6.9	1.3	29.3	167.5	16.2	9.3	314	44.7	13	186	-
SOS-14	0.2	57.2	-	-	0.7	2.6	68.8	17.2	19.8	5.2	423.4	65.5	2	840	329.9
SOS-15	0.7	23.6	-	0.2	3.1	2.7	85.7	10.8	12.4	1.1	353.4	85.2	10	541	84.9
SOS-16	-	39.6	-	-	0.9	1.3	55.6	24.2	54.5	11.5	330.2	44.7	9	1032	1035.9
SOS-17	-	36.9	-	0.3	4.4	1.6	44.8	61.2	8.5	1.1	145.6	60.8	26	559	5498.7
SOS-18	-	42	-	0.1	1.9	-	6.3	15.3	7.2	2.4	523.9	84.4	4	1477	-
SOS-19	-	19.6	-	0.3	5.7	5.6	197.8	4.8	11.6	1.1	30.9	10.5	2	21	23.1
SOS-20	0.4	23.6	-	0.6	6.1	5.6	210.9	11.9	11.3	2.8	41.4	17.1	5	35	13.4
SOS-21	-	22.6	-	0.2	2.4	2.6	67.6	9.2	9.5	2.6	25.2	6.5	3	59	706.7
SOS-22	-	13.8	-	0.2	2.5	2.4	72.3	4.6	5.3	1.1	14	2	1	18	122.3
SOS-23	-	19.9	-	0.2	2.5	2.6	88.4	9.3	5.1	1.5	69.8	14.3	2	172	856.8
SOS-24	-	16.7	-	0.3	4.2	3.5	119.5	6.3	2.7	1.3	52.3	10	4	41	98.6
SOS-25	-	24.2	-	0.1	1.7	4	108.6	11.7	5.7	4.1	39.8	18.2	5	184	322.8
SOS-26	-	17.1	-	0.7	5.2	3.6	108.9	8	4.2	1.4	22.4	6	4	40	58.2
SOS-27	-	8.6	-	0.5	4.5	5.5	157.6	1.7	9.5	3.8	67	10.1	6	34	1386.7

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	W	Mo	Be	Ag	Au	Hg	As	Se	Sb	La
SOS-01	4.7	5	0.1	0.1	3	2.9	3.5	1	2.1	655.7	0.01	4,0	12.6	-	401.8
SOS-02	6.2	73	0.1	0.4	10	4.2	0.9	-	2.1	271.3	0.03	0,0	29.2	-	40.3
SOS-03	3.5	91	0.2	0.4	6	1.6	1.2	1	3.5	1059.6	-	1,0	22.8	0.1	115,0
SOS-04	9.6	14	0.1	0.3	4	0.7	11.7	-	11.7	115.2	0.03	3,1	16.5	0.1	254.2
SOS-05	7.1	49	0.3	0.4	3	1.6	1.8	-	14.8	1289.3	0.01	5,3	20.7	0.1	151.1
SOS-06	3.1	37	0.3	0.1	3	1.2	3.5	2	7.2	487.4	-	3,3	13.1	0.1	200.7
SOS-07	6.5	12	0.5	0.1	13	2.3	3.2	-	6.5	33891	0.03	-	21.4	-	35.4
SOS-08	9	48	0.4	0.2	15	0.4	1.1	-	3.9	1199.8	0.04	-	16.7	0.1	113.3
SOS-09	3.7	54	0.3	0.1	31	3.4	7.2	-	2.5	1783.7	0.05	-	12.6	0.1	10.2
SOS-10	1.9	26	0.2	0.1	32	7	3.1	1	1.6	508	0.01	-	10.3	0.1	315
SOS-11	9.4	33	1.2	0.9	21	1.8	3.4	-	4	96	0.01	-	25.9	0.1	290.2
SOS-12	135.2	135	0.6	2.6	5	0.7	50.9	2	1.9	915	-	19,4	15	0.1	621.8
SOS-13	11.4	40	0.2	0.5	10	2.8	7.3	2	1	164.4	-	0	6.1	-	371.1
SOS-14	3.9	19	-	-	3	0.9	2	1	-	14.4	-	0,5	-	-	13.5
SOS-15	0.8	36	-	-	4	4.4	1.5	1	-	2.8	-	-	-	-	2
SOS-16	5	6	-	-	-	1.1	2	1	0.1	10.1	-	0,8	0.5	-	12.9
SOS-17	2.9	9	-	-	8	4.4	3.9	-	0.6	191.9	-	1,1	1.2	0.1	486.7
SOS-18	1.8	8	0.1	-	-	0.2	1.4	-	1.9	426.8	-	-	2.6	-	20.1
SOS-19	0.2	36	-	-	-	5.2	2.6	1	-	0.8	-	-	-	-	7.7
SOS-20	0.1	66	-	-	-	0.3	1.5	1	-	-	-	-	-	-	9.9
SOS-21	2.7	4	-	-	2	6.2	25.4	-	0.1	418.6	-	0,9	-	0.1	227.6
SOS-22	0.2	4	-	-	-	0.8	2.7	1	-	-	-	0,6	-	-	72.1
SOS-23	2.1	10	-	-	-	8.9	3.7	1	-	3.1	-	-	-	-	6.7
SOS-24	0.7	10	-	-	-	0.3	3.3	-	-	2.5	-	0,6	-	-	4.3
SOS-25	7.5	5	-	-	-	4.1	3.1	1	-	1.4	-	0,5	-	-	5
SOS-26	1.8	6	-	-	-	0.5	3.7	1	-	-	-	0,7	-	-	80.6
SOS-27	0.7	10	-	-	8	16.6	7.5	2	-	6.9	-	0,6	-	0.1	0.8

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
SOS-01	773.8	85.81	331.1	47.6	3.92	33.03	3.99	18.1	3.06	7.17	0.9	4.95	0.66	0.01	8.97
SOS-02	83.1	9.18	31.7	5	0.55	3.88	0.59	2.71	0.47	1.08	0.13	0.98	0.13	0.02	20.96
SOS-03	252.0	31.61	134.3	27.4	2.26	24.04	3.00	13.54	2.33	5.69	0.7	3.52	0.49	0.03	14.39
SOS-04	0.2	61.86	218.7	31.3	4.01	23.76	3.11	13.95	2.28	4.96	0.62	3.27	0.47	0.01	12.62
SOS-05	574	45.08	171.9	28.6	1.92	23.44	3.25	14.51	2.52	5.41	0.67	3.47	0.46	0.03	18.18
SOS-06	371.7	41.66	165	25.8	3.15	20.6	2.36	10.75	1.91	4.62	0.53	3.38	0.43	0.02	7.52
SOS-07	375.2	10.15	41.2	10.9	2.3	16.01	3.49	21.74	4.64	12.15	1.87	11.95	1.83	1.98	18.07
SOS-08	82.1	35.5	134.3	24.7	2.7	27.19	4.58	24.91	5.16	12.2	1.72	9.66	1.6	3.71	15.72
SOS-09	302.4	3.94	21.1	8.6	1.57	15.93	3.45	20.06	4.36	10.42	1.48	9.83	1.39	2.47	11.55
SOS-10	26.3	68.49	256.3	40.2	4.39	32.68	4.66	23.82	4.38	11.27	1.49	9.07	1.35	1.47	6.35
SOS-11	617.5	68.85	235.1	36.6	4.15	29.53	4.58	22.97	4.12	9.78	1.4	7.51	1.14	0.52	18.71
SOS-12	651.1	92.74	316.2	42.2	4.79	30	4.02	20.13	3.56	8.73	1.21	7.69	1.08	0.03	8.78
SOS-13	964.3	68.39	259.9	43.9	4.69	37.98	5.5	29.32	5.47	14.49	2.01	11.91	1.73	2.43	3.85
SOS-14	641.9	3.9	16.9	4.4	1.13	3.51	0.5	3.01	0.53	1.33	0.24	1.33	0.18	0.1	0.05
SOS-15	28	0.97	5	2.2	0.46	1.71	0.32	1.79	0.32	0.87	0.14	0.86	0.13	0.03	0.01
SOS-16	5.5	4.05	20.5	5	0.7	4.85	0.77	4.31	0.73	1.9	0.25	1.72	0.27	0.03	0.13
SOS-17	30.5	64.06	183.9	19.9	5.01	14.08	1.92	10.42	1.84	5.07	0.71	4.54	0.62	0.16	0.6
SOS-18	750.3	4.74	19.6	3.5	0.78	2.78	0.51	2.82	0.45	1.24	0.18	1.16	0.16	0.02	1.84
SOS-19	41.6	1.83	6.7	1.2	0.25	0.68	0.12	0.8	0.15	0.41	0.09	0.45	0.06	0.02	0.01
SOS-20	17.2	2.9	9.8	2.4	0.66	2.43	0.35	1.67	0.3	0.76	0.13	0.92	0.11	0.01	-
SOS-21	25.7	26.24	63.4	6.6	1.9	2.8	0.42	1.99	0.3	0.75	0.12	0.76	0.1	0.01	0.06
SOS-22	340.4	9.75	26.8	3.7	1.41	2.23	0.27	1.12	0.11	0.27	-	0.39	0.05	0.01	0.01
SOS-23	108.9	1.57	6.3	1.4	0.67	1.52	0.26	1.35	0.3	0.82	0.1	0.67	0.11	0.1	0.1
SOS-24	13.1	1.01	4.3	1.2	0.47	1.18	0.19	1.05	0.19	0.53	0.1	0.43	0.09	0.1	0.01
SOS-25	8.9	1.21	5.4	1.9	0.68	1.66	0.36	1.75	0.38	0.88	0.14	0.96	0.12	0.33	0.02
SOS-26	10.118	9.31	25.6	2.8	0.81	2.1	0.33	1.26	0.26	0.6	0.1	0.63	0.1	0.02	0.01
SOS-27	1.5	0.16	0.9	0.2	0.13	0.33	0.04	0.23	-	0.14	-	0.31	0.06	0.21	0.16

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ba	Rb	Sr
SOS-28	50.78	14.36	13	5.72	6.43	3.04	1.79	1.83	0.1	0.11	0.004	2.6	911	83.5	288.7
SOS-29	68.41	13.53	5.7	1.49	2.03	5.9	1.82	0.38	-	0.02	0.004	0.6	448	28.2	82.3
SOS-30	70.96	12.39	6.25	1.75	0.3	5.37	1.33	0.6	-	0.03	0.001	0.8	356.2	68.9	30
SOS-31	74.2	12.79	3.66	0.67	0.23	6.76	0.47	0.66	-	0.01	0.003	0.5	75.9	19.2	16.9
SOS-32	72	12.86	4.35	1.06	0.72	5.77	0.97	0.66	-	0.02	0.002	1.4	220.8	58.8	42.4
SOS-33	72.33	14.71	2.4	0.31	0.55	8.02	0.18	0.45	-	0.02	0.004	1	21.8	5	19.9
SOS-34	76.8	12.71	1.81	0.09	0.49	6.78	0.24	0.33	-	0.01	0.002	0.3	33.8	14.2	23
SOS-35	64.23	18.43	2.49	0.16	1.48	10.35	0.09	0.38	-	0.01	0.003	1.2	8.6	3.1	24.2
SOS-36	58.94	12.18	11.03	4	4.75	6	0.31	2.17	0.02	0.05	0.003	0.5	37.7	8.4	15.1
SOS-37	70.54	12.01	6.91	1.66	1.38	5.55	0.45	0.63	-	0.03	0.003	0.8	100.1	20.3	25.3
SOS-38	66.5	11.73	9.91	3.37	0.71	3.27	1.68	0.58	-	0.04	-	2	301.7	148.3	40.6
SOS-39	49.35	13.39	13.8	7.01	9.46	2.15	1.51	1.11	0.12	0.1	0.028	1.8	135.7	148.1	112.9
SOS-40	49.85	14.83	12.84	5.45	8.65	3.82	1.02	1.01	0.39	0.06	0.016	1.7	247.9	29.9	309.3
SOS-41A	49.75	16.24	10.74	7.23	7.86	2.79	1.69	0.72	0.12	0.06	0.04	2.6	356.1	74.2	228.3
SOS-41B	49.25	15.17	11.84	9.25	7.62	2.2	1.4	0.61	0.15	0.08	0.045	2.2	236.8	57.4	212.1
SOS-42	41.23	11.92	28.25	4.98	4.12	2.1	2.88	1.74	0.07	0.05	0.001	2.4	285.2	148.8	150
SOS-43	30.7	8.92	38.24	3.68	8.04	0.45	1.31	1.44	2.98	0.04	0.005	2.4	176	56.8	206.2
SOS-44	51.44	15.26	11.26	5.24	7.42	4.61	1.03	1.34	0.3	0.05	0.011	1.8	101	38.3	194.4
SOS-45	42.23	11.62	18.15	5.23	10.54	3.2	0.44	4.9	2.65	0.12	0.002	0.6	262.6	8.7	332.3
SOS-46	49.17	13.13	17.92	9.08	5	0.74	3.41	0.69	0.25	0.06	0.056	3.2	864.7	146	125.5
SOS-47	65.23	14.31	5.85	2.3	3.26	4.76	2.31	0.29	0.07	0.01	0.011	1.5	482.4	119.4	252
SOS-48	68.56	11.42	9.14	1.91	0.51	4.21	2.22	0.6	-	0.02	-	1.3	712.3	124.5	32.5
SOS-49	65.02	14.68	4.61	2.22	3.37	5.76	1.97	0.3	0.1	0.02	0.015	1.8	225.6	98.8	226.4
SOS-50	61.62	13.53	8.13	1.3	1.56	4.11	1.2	0.54	1.22	0.01	0.004	4.4	144.8	65.3	124
SOS-51	66.49	41.47	6.98	0.82	1.13	2.49	2.7	0.64	0.2	0.01	0.005	4	237.4	94.4	87.6
SOS-52	65.86	14.18	4.18	1.36	4.02	5.3	0.72	0.63	0.38	0.01	0.01	3.2	53.2	20.4	200.6
SOS-53	53.49	13.08	16.04	4.35	2.99	0.28	4.76	0.86	0.11	0.04	0.004	3.8	1187.7	419.5	116.4
SOS-54	67.71	12.11	7.68	1.86	2.23	3.94	1.93	0.58	0.02	0.02	0.003	1.7	681.7	107.1	93.3
SOS-55	52.59	14.49	7.75	13.17	0.67	0.99	7.06	0.76	0.06	0.01	0.049	2.2	272.7	356.6	53.7

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Ni	Co	Sc	V	Cu
SOS-28	0.3	25.1	-	1.4	18.3	5.2	168.9	30.2	4	1.2	162.5	46.9	14	243	12.7
SOS-29	0.2	14.5	-	0.8	6.8	3.8	120.8	8.8	6.6	2.5	38.4	13.1	3	98	405.7
SOS-30	0.6	21	0.1	1	15.5	13.5	460.8	6.4	22.2	4.8	28.9	22.3	13	64	6.1
SOS-31	0.1	17.8	-	1.4	16.2	12.5	445.6	13.2	21.3	4.1	7.7	10.2	10	39	9.8
SOS-32	0.2	19.2	-	1.2	16.1	13	435.9	13.7	12.4	3.9	51.9	13.2	10	54	16
SOS-33	-	13.9	-	1	10.2	11.3	374.4	5.3	20.5	6.4	15.8	3.9	3	10	13
SOS-34	0.1	15.9	-	1	9.2	9	271.1	8.9	23.6	4.7	5.5	2.2	2	8	16.3
SOS-35	-	13.2	-	0.8	6.3	9.6	298.1	3.2	26	8.8	16	2.6	2	13	33.8
SOS-36	-	18.2	-	1.2	21.9	6.7	212.2	40.9	10.8	2.8	4.7	39.1	49	160	4.1
SOS-37	-	18	-	1	10.2	7.5	198.9	18.6	24.4	6.2	31.2	21.1	9	73	13.7
SOS-38	1.1	24	0.1	0.9	10.7	6.6	188.7	17.4	22.4	6.2	207	40.7	12	50	15.8
SOS-39	0.1	17.9	-	0.2	3.4	1.8	60.7	25.4	0.3	0.4	36.4	55.2	45	353	562.6
SOS-40	0.1	25.8	-	0.2	6	2.1	69.6	31.7	5.8	1.9	272.5	50.7	28	281	1350.1
SOS-41A	0.3	16.4	-	0.2	3.4	1.6	54.7	11.4	1.3	0.7	118.9	47.6	28	213	625.7
SOS-41B	0.4	14.8	-	-	2.4	1.2	39.3	8.9	1.1	0.5	109.8	50	28	182	416.8
SOS-42	1.2	33.1	0.2	0.4	7.7	1.1	39.6	14.9	0.8	0.5	538.4	55.6	35	656	642.9
SOS-43	0.2	39.9	-	0.2	7.1	0.9	26.8	31.9	3	1.6	446	68.1	30	1034	-
SOS-44	0.1	21.5	-	0.3	4.6	3.6	136.6	21.3	1.5	1	104.1	39.8	35	327	1000.2
SOS-45	-	17.7	-	0.6	9.3	1.7	65.1	27.7	1.7	0.5	26.6	65.7	52	437	1762.3
SOS-46	1.2	22.6	0.2	0.3	5	2.4	81.8	19.1	5.5	2.5	113.4	74.6	30	185	11.2
SOS-47	1.6	19.2	0.1	0.3	4.4	2.5	86.4	6.3	10.9	2.6	76.7	31.6	7	54	17
SOS-48	1.1	20.1	0.1	1	10.4	6	196.2	10.5	18.7	4.4	61.5	42.6	13	36	10.9
SOS-49	1.3	15.8	0.1	0.4	4.1	3.4	92	6	9.5	2.4	63.3	25.2	5	55	10.8
SOS-50	0.2	16.6	-	0.4	6.6	3.4	127	8.8	3.6	1.2	219	165	6	60	-
SOS-51	0.1	18.2	-	0.5	8.7	3.6	132.3	11.6	4.1	1.2	51.4	126.2	8	66	132.7
SOS-52	0.1	10.7	-	0.7	10.8	3.8	131.6	8.3	4.1	1.7	20.1	232.4	7	48	210.2
SOS-53	1.4	19.2	0.1	0.4	6	3.6	121.5	28.6	6.5	1.9	45.5	73.8	34	209	194.8
SOS-54	0.9	16.9	0.1	0.9	7.6	5.4	184	8.2	18.5	3.3	93.3	37.1	11	43	10
SOS-55	2.6	34.6	0.2	0.4	6.6	4.5	147.2	5	4.4	1.9	211.4	50.2	30	213	38.4

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	W	Mo	Be	Ag	Au	Hg	As	Se	Sb	La
SOS-28	0.8	68	-	-	1	0.7	2.1	2	-	-	-	0.5	-	-	50.3
SOS-29	1.5	7	-	-	-	8.3	3.2	-	-	14.2	-	0.5	-	0.1	12
SOS-30	4.3	12	-	-	1	0.4	1.3	-	-	-	-	-	-	-	1.7
SOS-31	3	7	-	-	-	6.1	2.7	-	-	-	-	-	-	-	2.5
SOS-32	4.1	13	-	-	105	9.1	3.5	-	-	-	-	-	-	-	9.9
SOS-33	1.3	4	-	-	2	12.1	4.1	1	-	-	-	-	-	0.1	10
SOS-34	3.3	3	-	-	-	0,6	3,6	1	-	0,9	-	0,5	-	0,1	11,6
SOS-35	0.9	5	-	-	-	14.5	8.9	1	-	-	-	-	-	-	8
SOS-36	0.5	7	-	-	1	2.1	1.4	2	-	-	-	-	-	-	4.8
SOS-37	3.1	46	-	-	-	5.6	3.6	-	-	-	-	-	-	-	13.5
SOS-38	6.3	41	-	-	7	0.8	5.3	-	-	-	-	-	-	-	105.6
SOS-39	0.4	11	-	-	2	6.1	3.9	-	-	6.5	-	1.3	0.5	-	7.1
SOS-40	1.1	15	-	-	4	0.6	1.8	-	-	13.3	-	0.8	0.5	-	58.2
SOS-41A	0.6	13	-	-	2	5.1	2.4	-	-	14.9	-	0.5	-	-	10.5
SOS-41B	0.4	10	-	-	2	0.1	1.2	-	-	5.1	-	-	-	-	8.3
SOS-42	0.9	26	-	-	4	3.8	2.5	-	-	26	-	0.7	-	-	33.4
SOS-43	2.2	12	0.2	0.1	6	2.6	1.5	-	0.3	50.5	-	1.2	3.4	-	113
SOS-44	0.5	7	-	-	4	4	2.2	-	0.1	10.3	-	0.6	-	-	16.5
SOS-45	0.5	9	-	-	-	0.3	1.7	-	0.1	13.3	-	1.1	0.5	-	52.1
SOS-46	1	42	-	-	6	4.9	2.2	1	-	1	-	-	-	-	27.1
SOS-47	2	9	-	-	2	-	2.6	1	-	0.6	-	0.7	-	-	75.7
SOS-48	2.3	17	-	-	2	9.1	2.6	1	-	1.9	-	0.6	-	-	11.6
SOS-49	1.9	11	-	-	1	0.1	3.5	1	-	2.5	-	1.1	-	-	79.1
SOS-50	1.6	28	0.1	0.1	3	8.7	8.5	1	0.8	56.6	0.01	8.4	0.9	0.1	15.1
SOS-51	1.5	7	0.1	-	2	2.8	5.4	-	-	8.6	-	67.5	0.8	0.2	12.7
SOS-52	1.1	5	0.1	-	1	9.1	10.7	2	-	1	-	25.8	0.8	0.1	4.9
SOS-53	1.4	19	-	-	3	1.5	0.9	2	-	6.4	-	-	0.5	-	21.6
SOS-54	3	10	-	-	1	6.1	2.7	1	-	0.8	-	-	-	-	14.1
SOS-55	0.5	14	-	-	2	1.2	1.8	-	-	0.6	-	0.6	-	-	0.8

Dados geoquímicos das amostras do depósito Sossego

Amostra	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
SOS-28	93.4	10.07	36.9	7.8	1.89	6.51	0.99	5.2	1	2.61	0.42	2.22	0.34	0.14	0.01
SOS-29	22	2.42	8.7	1.9	0.64	1.66	0.26	1.27	0.28	0.7	0.09	0.81	0.11	0.03	0.06
SOS-30	2.5	0.26	0.8	0.1	0.16	0.28	0.1	0.65	0.19	0.64	0.12	1.02	0.15	0.04	0.01
SOS-31	4	0.49	1.8	0.5	0.27	0.88	0.18	1.43	0.38	1.28	0.17	1.41	0.22	0.01	-
SOS-32	14.7	1.74	7	1.5	0.54	1.49	0.3	1.86	0.43	1.28	0.22	1.78	0.27	0.012	0.01
SOS-33	14	1.2	4.3	0.6	0.24	0.61	0.12	0.65	0.16	0.51	0.11	0.78	0.12	0.11	0.01
SOS-34	14.3	1.39	4.6	0.9	0.83	0.9	0.21	1.31	0.25	0.67	0.11	0.75	0.14	0.05	0.01
SOS-35	12.5	1.19	3.9	0.6	0.22	0.44	0.1	0.41	0.1	0.35	0.06	0.65	0.09	0.28	0.01
SOS-36	13.2	2.31	11.4	3.7	1.39	4.65	1.01	6.37	1.34	4.05	0.59	4.17	0.63	0.13	-
SOS-37	22.5	2.75	10	2.4	0.63	2.5	0.53	3.01	0.54	1.87	0.3	1.98	0.3	0.11	0.01
SOS-38	150	14.3	44.1	6.2	0.94	4.06	0.66	3.11	0.57	1.56	0.24	1.59	0.27	0.14	0.01
SOS-39	14.9	1.9	9.8	2.7	1.12	3.54	0.67	4.44	0.87	2.48	0.4	2.52	0.41	0.04	0.13
SOS-40	113.9	12.86	53.8	10.1	2.12	8.13	1.16	6.5	1.11	2.85	0.46	2.72	0.4	0.11	0.16
SOS-41A	23.5	2.94	13.8	2.6	1.25	1.99	0.36	1.98	0.4	1.07	0.19	1.23	0.2	0.06	0.08
SOS-41B	20.2	2.58	11.3	2	0.95	1.86	0.29	1.51	0.29	0.86	0.13	1	0.15	0.04	0.05
SOS-42	57.8	5.85	23.3	4.4	1.21	3.54	0.54	2.83	0.51	1.37	0.19	1.44	0.19	0.24	0.08
SOS-43	207.4	20.54	78.9	13.2	3.04	9.63	1.27	6.34	1.04	2.74	0.39	2.64	0.36	0.15	2.2
SOS-44	35.4	4.69	21.8	4.7	1.74	4.22	0.71	4.07	0.71	2.18	0.34	2.13	0.3	0.07	0.11
SOS-45	105.6	11.4	48.6	8.5	2.43	7.02	1.04	5.41	0.96	2.4	0.37	2.1	0.34	0.02	0.27
SOS-46	50.1	5.92	23.8	4.8	1.64	3.82	0.71	3.69	0.65	1.81	0.28	2.06	0.25	0.07	0.01
SOS-47	121.2	12.24	43.8	5.9	1.52	3.1	0.43	1.48	0.17	0.4	0.07	0.45	0.06	0.1	0.01
SOS-48	23	3.02	12.7	1.9	0.47	1.4	0.28	1.57	0.35	1.09	0.18	1.24	0.21	0.03	0.01
SOS-49	123.1	12.26	43.5	5.2	1.2	2.61	0.34	1.39	0.19	0.44	0.07	0.41	0.07	0.07	-
SOS-50	27.5	3.06	13.1	2.1	0.59	1.89	0.31	1.38	0.3	0.74	0.11	0.86	0.14	0.03	4.54
SOS-51	25.5	2.93	12.4	2	0.54	2.09	0.34	1.83	0.39	1.08	0.15	1.17	0.19	0.01	3.96
SOS-52	10	1.18	5.1	0.9	0.51	1.08	0.19	1.25	0.25	0.7	0.13	1.04	0.17	0.09	2.02
SOS-53	43.1	4.86	21.5	4.2	1.58	4.57	0.87	4.95	0.99	2.81	0.45	3.04	0.4	0.26	0.03
SOS-54	24.8	2.85	11.6	2	0.68	1.64	0.27	1.15	0.24	0.84	0.12	0.89	0.12	0.14	0.01
SOS-55	1.3	0.17	0.7	0.2	0.11	0.35	0.08	0.53	0.13	0.6	0.1	0.77	0.14	0.02	0.06

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo 118

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ba	Rb	Sr
F388-26,5	42.13	8.99	3.84	4.08	9.79	2.24	1.37	4.29	1.477	0.29	0.006	1.3	273	42.2	42.7
F388-30.3	50.48	13.47	3.84	2.63	7.11	2.87	1.78	2.74	0.636	0.24	0.006	1.9	752	79.6	243.9
F388-88.2	47.79	13.37	2.71	5.23	9.61	2.38	0.84	3.19	0.385	0.23	0.019	0.7	262	30.5	178.2
F388-127.2	49.43	11.50	2.39	9.20	1.18	0.43	4.04	2.46	0.470	0.06	0.003	2.8	194	294.9	17.7
F388-321.8	29.02	4.82	4.17	4.42	1.91	0.02	0.27	0.21	0.546	0.05	0.030	9.6	30	11.4	6.2
F441-283.7	74.55	11.60	0.89	0.68	0.08	0.09	9.56	0	0.022	0.01	0.012	1.3	654	364.3	55.9
F441-299.7	52.96	12.43	2.00	7.30	0.54	2.23	5.73	1.04	0.184	0.05	0.010	1.9	296	585.3	22.1
F443-41.7	65.03	13.01	1.82	1.60	1.09	3.71	1.84	1.13	0.380	0.05	0.011	2.3	586	102.9	66.7
F443-49.35	72.03	17.18	0.62	0.45	0.03	0.09	5.74	-	0.016	-	0.003	2.7	203	599.7	4.4
F443-54.4	73.50	16.22	0.59	0.45	0.03	0.12	5.48	-	0.033	-	0.006	2.4	197	579.4	4.5
F443-127.85	52.85	12.36	3.18	3.97	2.41	1.78	1.45	1.64	0.306	0.10	0.007	4.2	581	47.6	54.2
F443-152.0	70.22	10.80	0.91	0.79	4.01	3.34	3.86	0.74	0.158	0.03	0.025	3.9	329	138.7	88.3
F443-181.5	50.50	14.96	2.71	5.64	1.64	0.07	4.75	0.91	0.079	0.11	0.011	5.8	852	185.2	27.9
F443-182.0	2.23	0.71	5.50	0.90	0.21	0.02	0.28	0.02	0.054	-	0.002	13.4	9	29.4	1.6
F443-183.9	42.27	8.50	3.41	8.90	4.21	0.05	0.60	0.42	0.183	0.05	0.012	4.5	52	51.3	9.5
F443-184.3	9.01	2.36	4.69	2.97	1.30	0.01	1.0	0.07	0.087	0.02	0.008	10.7	23	106.3	2.4
F443-190.8	70.55	13.54	0.94	1.41	0.71	4.54	3.18	-	0.025	0.02	0.021	1.6	211	136.9	49.5
F443-205.7	11.34	3.76	4.34	4.12	1.64	0.01	0.23	0.12	0.272	0.05	0.005	12.2	14	17.6	5.4
F453-279.7	15.46	2.73	4.91	2.78	2.22	-	0.02	0.25	0.477	0.04	0.012	11.8	3	0.9	8.6
F459-166.7	48.47	14.58	1.97	5.27	10.47	2.38	0.80	2.61	0.278	0.21	0.022	0.5	191	32.4	176.2
F459-203.9	67.63	12.65	1.34	2.25	0.99	3.80	2.16	1.15	0.123	0.05	0.011	2.2	375	87.1	55.6
F459-236.0	33.15	13.03	4.22	10.51	2.58	0.02	0.71	1.33	0.192	0.12	0.009	6.5	103	32.3	18.4
F459-265.3	66.65	8.69	2.36	4.99	0.57	1.21	0.75	0.46	0.276	0.06	0.025	3.6	64	27.7	11.8

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo 118

Amostra	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Ni	Co	Sc	V	Cu
F388-26,5	0.2	26.5	-	1.7	70.6	9.8	347.7	117.7	5.7	1.5	29.0	52.7	54	155	127.3
F388-30.3	0.4	27.0	-	1.9	27.5	11.5	421.5	103.8	6.4	1.8	21.0	31.8	33	185	165.1
F388-88.2	0.4	22.4	-	1.0	33.7	7.2	231.2	62.9	4.1	0.9	62.0	45.6	44	373	194.5
F388-127.2	3.5	22.4	0.7	0.8	29.3	7.7	254.2	46.6	11.3	3.8	36.0	70.5	36	230	1124
F388-321.8	0.3	17.1	-	0.2	12.0	0.2	9.9	1147	7.0	7.6	123.8	40.1	14	80	-
F441-283.7	0.1	10.9	-	19.6	36.1	8.1	19.90	50.5	6.6	9.4	18.6	6.2	1	13	379.5
F441-299.7	4.6	42.3	0.9	0.7	10.1	4.0	126.2	62.9	7.1	2.2	177.9	74.9	32	180	319.6
F443-41.7	0.2	16.3	-	0.7	9.4	4.9	183.4	13.9	7.4	2.0	6.9	24.5	12	75	14.7
F443-49.35	0.8	59.0	-	74.5	82.6	23.7	59.1	16.6	19.9	16.8	4.9	3.1	2	9	236
F443-54.4	0.8	59.1	-	49.2	63.7	9.2	23.0	8.8	9.9	6.4	2.1	3.7	2	-	66.5
F443-127.85	0.3	20.2	-	1.0	9.7	5.6	193.2	37.0	9.8	2.2	16.2	55.9	37	303	76.5
F443-152.0	-	6.6	-	0.6	5.5	5.0	164.4	8.4	6.6	3.0	8.8	5.9	5	30	20.8
F443-181.5	0.2	29.5	-	1.1	8.2	3.1	89.4	595.1	10.7	8.0	272.6	67.5	32	210	2006
F443-182.0	0.2	4.0	-	0	5.2	0	1.3	537.1	2.9	1.9	47.6	40.1	2	18	-
F443-183.9	0.7	41.0	-	0.6	10.7	1.4	43.2	1627	10.8	7.9	357.5	93.3	19	179	-
F443-184.3	0.7	13.3	0.1	0.1	4.9	0	1.2	740.0	4.3	2.6	132.1	48.7	5	55	-
F443-190.8	0.2	25.3	-	28.3	62.2	4.3	14.2	67.7	7.3	12.8	31.6	13.2	2	14	37.3
F443-205.7	0.2	18.3	-	0.6	21.5	0.2	3.3	835.0	3.9	3.5	132.7	36.1	8	54	-
F453-279.7	-	11.9	-	0.2	5.6	1.1	26.2	440.9	3.2	4.5	83.9	21.3	8	46	-
F459-166.7	0.4	20.1	-	0.8	12.4	5.6	178.6	49.4	3.2	0.7	50.0	49.9	45	428	193.2
F459-203.9	0.6	20.9	0.1	0.7	10.2	4.4	172.2	20.2	6.4	1.5	56.6	19.5	12	61	8.4
F459-236.0	0.4	47.3	-	0.9	12.3	4.5	148.3	98.8	8.9	3.8	257.0	87.9	36	316	5202
F459-265.3	0.2	20.9	-	0.4	6.0	3.0	104.4	96.6	3.0	3.8	90.6	35.4	18	89	-

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo 118

Amostra	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	W	Mo	Be	Ag	Au	Hg	As	Se	Sb	La
F388-26,5	3.0	131	-	0.1	6	1.3	1.0	2	-	-	-	-	0.6	-	41.0
F388-30.3	4.0	110	-	0.1	5	0.8	1.1	1	-	0.7	-	-	0.5	-	41.2
F388-88.2	2.4	66	-	0.1	3	-	0.6	-	-	0.6	-	-	-	-	22
F388-127.2	1.9	28	-	0.09	18	1.0	0.3	1	-	6.8	-	-	0.5	-	28.9
F388-321.8	3.8	45	1.9	-	44	1.4	3.9	239	18.4	1526	-	1.2	20.5	-	31.2
F441-283.7	18.1	9	0.4	-	2	0.9	7.1	6	-	2.7	-	0.8	-	-	0.8
F441-299.7	1.6	97	-	-	27	1.1	3.8	3	-	5.5	-	-	0.6	-	210.8
F443-41.7	1.6	7.0	-	-	1.0	1.1	0.6	-	-	-	-	-	-	-	18.6
F443-49.35	1.6	7.0	-	-	30	5.2	0.1	7	-	2.4	-	0.7	-	-	1.1
F443-54.4	2.7	3	-	-	26	4.2	0.2	11	-	1.2	-	0.5	-	-	0.9
F443-127.85	1.6	20	-	-	4	2.4	0.9	1	-	-	-	0.6	0.5	-	40.9
F443-152.0	1.8	10	-	-	2	5.3	1.3	-	-	2.3	-	-	-	-	2.5
F443-181.5	1.0	41	0.2	-	49	18.8	3.8	47	-	47.3	-	0.7	3.8	-	4.3
F443-182.0	15.5	18	2.7	-	159	2.1	-	68	16.1	4235	-	1.2	27.9	-	4.6
F443-183.9	4.5	35	0.9	-	34	0.8	5.0	223	3.6	430.9	-	3.9	21.8	-	36.6
F443-184.3	28.2	16	1.4	0.1	149	0.6	0.4	87	22.0	3343	-	1.3	23.4	-	3.7
F443-190.8	1.1	10	-	-	4	2.2	14.7	2	0	4.6	-	1.4	0.9	-	0.5
F443-205.7	21.8	62	3.7	0.1	95	1.2	0.1	95	11.8	1156	-	1.2	22.2	-	3.9
F453-279.7	8.4	20	0.6	-	116	-	2.3	64	22.7	5065	-	0.7	23.4	-	6.8
F459-166.7	1.9	65	-	0.1	2	0.4	0.5	2	-	3.6	-	-	-	-	16.2
F459-203.9	2.6	30	-	-	9	4.5	1.6	2	-	-	-	-	-	-	44.0
F459-236.0	2.4	71	0.1	-	37	2.5	6.8	7	0.5	50.1	-	3.2	1.4	-	137.4
F459-265.3	1.4	47	0.2	-	16	0.9	27.6	4	0.9	22.6	-	0.7	1.4	-	44.8

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo 118

Amostra	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
F388-26,5	94.8	14.22	70.6	17.67	4.34	21.49	3.59	22.22	4.26	12.20	1.70	10.34	1.50	0.02	0.02
F388-30.3	88.4	12.79	60.0	14.64	3.91	16.98	2.96	18.94	3.72	10.89	1.58	9.83	1.47	-	0.07
F388-88.2	48.9	6.95	33.7	8.41	2.62	10.29	1.82	11.51	2.22	6.69	0.98	6.06	0.89	-	0.10
F388-127.2	57.6	7.37	29.3	6.40	1.08	7.16	1.26	8.33	1.59	4.76	0.73	4.57	0.67	0.03	0.11
F388-321.8	58.0	8.43	35.5	24.89	9.20	80.82	20.97	151.7	37.73	104.0	17.42	96.95	14.06	-	14.53
F441-283.7	1.8	0.33	2.0	1.29	0.46	3.60	1.0	8.43	1.92	6.72	1.10	7.49	1.04	0.02	-
F441-299.7	351.9	43.98	155.1	25.36	3.52	14.51	2.08	9.82	1.51	4.64	0.74	4.64	0.69	0.02	0.03
F443-41.7	37.3	4.55	18.0	2.74	0.71	2.55	0.41	2.57	0.48	1.35	0.20	1.31	0.20	0.06	0.03
F443-49.35	2.0	0.38	1.8	1.19	0.55	2.67	0.80	5.85	1.02	3.27	0.67	5.37	0.74	-	-
F443-54.4	2.8	0.47	1.6	0.99	0.37	1.76	0.51	3.39	0.62	1.78	0.31	2.55	0.35	-	-
F443-127.85	74.9	9.48	35.8	7.36	2.11	6.85	1.18	6.75	1.29	3.98	0.58	3.72	0.56	0.30	0.02
F443-152.0	4.7	0.61	2.7	0.70	0.25	0.83	0.14	1.10	0.25	0.88	0.16	1.31	0.25	0.78	-
F443-181.5	8.3	1.39	8.6	9.10	3.41	37.10	9.09	75.34	17.74	57.53	9.06	61.43	9.07	0.34	0.21
F443-182.0	6.6	2.04	14.8	13.50	3.63	36.04	9.20	67.18	16.80	46.90	7.76	44.19	6.76	-	29.03
F443-183.9	83.3	13.61	84.10	52.66	13.95	133.2	31.50	247.0	54.64	171.1	25.95	164.4	22.10	0.05	3.39
F443-184.3	10.0	2.94	21.0	18.93	5.35	51.62	12.84	95.17	23.34	66.34	11.63	64.69	9.72	0.09	23.37
F443-190.8	1.0	0.17	1.0	1.11	0.40	3.94	1.21	10.21	2.61	9.31	1.62	10.88	1.52	0.11	-
F443-205.7	12.1	3.46	24.9	21.30	6.01	57.90	14.81	105.7	26.59	75.63	12.99	71.64	10.84	0.04	22.11
F453-279.7	18.2	4.02	22.5	15.65	4.12	35.55	8.47	57.17	14.06	38.51	6.20	35.30	5.31	0.33	21.64
F459-166.7	36.0	5.36	25.2	6.59	2.05	8.11	1.44	9.00	1.81	5.25	0.85	4.94	0.71	-	0.09
F459-203.9	80.1	9.27	32.0	5.39	0.96	3.71	0.55	2.65	0.49	1.38	0.19	1.24	0.19	0.02	-
F459-236.0	234.1	28.51	105.0	18.71	4.52	14.84	2.53	15.2	2.90	9.28	1.65	11.55	1.83	-	0.73
F459-265.3	82.7	9.86	36.5	7.56	1.56	9.21	1.82	12.40	2.65	8.65	1.36	8.94	1.29	-	1.28

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Bacaba

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ba	Rb	Sr
BAC-19	47.17	15.04	14.37	7.38	9.2	2.27	1.11	1.02	0.1	0.19	0.035	1.9	106	528	117.4
BAC-12	55.41	12.35	16.24	3.69	2.31	3.55	0.6	2.07	0.71	0.05	0.012	2.7	187	310	78.5
BAC-01	52.15	11.94	14.57	10.37	0.23	0.05	6.12	1.54	0.03	0.01	0.013	2.7	320	2032	2.1
BAC-08	76.24	13.34	0.61	0.03	0.94	7.6	0.08	0.15	0.03	0.01	0.039	0.9	17	24	43.6
BAC-11	74.52	13.05	2	0.25	0.51	4.02	4.44	0.18	0.03	0.01	0.035	0.9	549	1339	52.2
BAC-15	72.63	15.21	1.3	0.19	0.5	6.11	3.16	0.07	0.04	0.01	0.031	0.7	561	800	73.9
BAC-04	69.88	13.86	3.2	0.82	1.23	3.1	5.36	0.19	0.03	0.01	0.029	2	1574	1682	126.2
BAC-14	74.33	13.12	1.05	0.07	3.6	5.73	0.65	0.2	0.13	0.01	0.038	1	83	135	293.4
BAC-18	78.3	11.91	1.19	0.62	0.43	5.7	0.54	0.18	0.02	0.01	0.04	1	143	224	46.4
BAC-16	58.09	21.89	0.43	0.05	5.74	9.72	1.34	-	0.01	0.01	0.029	2.7	209	291	335
BAC-09	58.15	22.55	0.29	0.01	5.17	8.45	3.45	-	0.01	0.01	0.016	1.9	431	1113	345
BAC-13	68.91	15.78	3.67	1.04	1.87	5.21	1.44	0.28	0.1	0.02	0.028	1.5	250	691	302.9
BAC-02	74.96	13.83	1.44	0.26	0.74	6.55	0.95	0.14	0.05	0.01	0.033	1	193	398	87.7
BAC-10	65.61	15.81	2.34	0.07	1.79	4.91	7.05	0.02	0.03	0.01	0.018	2.1	601	2254	42.5
BAC-06	71.52	14.42	3.2	0.89	1.09	6.02	1.27	0.23	0.06	0.01	0.031	1.2	322	512	124.4
BAC-03	68.04	12.62	7.2	2.81	0.49	3.92	2.39	0.18	0.02	0.02	0.016	2.2	550	1142	40.9
BAC-05	61.31	12.82	12.05	3.21	1.75	3.17	0.74	1.48	0.32	0.07	0.022	2.7	259	511	75.9
BAC-07	69.33	14.17	3.27	0.59	3.06	2.36	4.14	0.08	0.12	0.01	0.023	1.9	899	2271	280.2
BAC-17	1.55	0.33	40.62	0.01	0.3	0.08	0.05	0.07	0.12	0.01	0.005	15.4	11	17	5.2
BAC-20	17.6	6.64	44.41	0.2	9.41	0.9	1.92	0.63	4.96	0.02	0.013	2.3	205	606	314.1

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Bacaba

Amostra	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Ni	Co	Sc	V	Cu
BAC-19	0.3	16.6	-	0.2	3.1	1.8	63.6	20.5	0.6	0.2	124	54.2	39	280	-
BAC-12	0.5	22.5	-	0.7	9.9	5.2	187.9	25.9	7.1	2.7	67	50.4	33	276	0.7
BAC-01	2	17.5	-	2.1	30.3	3.5	134.1	71.9	2.5	1.3	148	45.3	62	93	0.6
BAC-08	-	15.3	-	2.3	16.4	4.6	133.8	11.4	28.4	8.9	-	1.1	2	9	1
BAC-11	0.8	17.8	-	3.4	28.2	5.8	155.9	12.4	34.5	18.3	-	4	3	12	0.8
BAC-15	0.2	18.1	-	1.5	11.5	1.7	48	12.2	20.6	22.5	-	3.8	-	-	0.8
BAC-04	1.2	21.2	-	2	19.7	4.7	140.6	14.7	36.9	11.1	-	11.8	9	22	0.9
BAC-14	0.2	8.1	-	3.7	32.6	7.2	210.5	22.5	45.8	16.3	-	2.1	1	8	0.9
BAC-18	0.2	16.7	-	2.4	15.2	5.9	171	3.9	24.3	5.4	28	8.3	2	15	1
BAC-16	0.6	8.7	-	-	0.3	0.2	4.7	1	1.2	0.8	-	1	-	-	0.8
BAC-09	0.2	8.4	-	-	0.2	-	0.1	1	-	-	-	0.3	-	-	0.5
BAC-13	0.2	17.3	-	0.4	4.4	3.2	121.2	11.9	5.3	1.5	-	11.3	3	28	1
BAC-02	0.1	18	-	3.8	24.8	4.8	140.3	15.9	32.4	13.3	-	4.7	2	9	0.8
BAC-10	-	11.2	-	-	0.4	4.9	153.5	7	19.8	4.8	-	1.5	-	13	0.5
BAC-06	0.5	13.6	-	0.4	3.5	3	93.6	5	7.8	1.7	23	12.2	3	24	0.9
BAC-03	0.9	22.1	-	2.5	22.2	4.4	132.6	8.8	29.7	5.3	160	38.2	3	30	0.3
BAC-05	0.7	34.2	-	13.6	130.4	35.8	1160.7	63	186	47.3	230	44.2	21	90	0.6
BAC-07	0.4	18.5	-	0.8	6.8	2.9	94.8	22.4	26.6	13.3	57	6.7	2	18	1.8
BAC-17	-	1.7	-	0.3	4.3	0.1	4.3	2.1	-	-	-	9.8	2	37	1
BAC-20	-	17.3	-	1.5	12.9	7.4	262.8	57.5	7.5	2.4	55	19.7	2	397	0.5

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Bacaba

Amostra	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	W	Mo	Be	Ag	Au	Hg	As	Se	Sb	La
BAC-19	0.4	3	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.1
BAC-12	0.6	22	-	-	4	0.9	0.7	1	-	4	-	-	-	-	40.8
BAC-01	0.4	7	-	-	1	1.7	0.6	-	-	7.2	-	-	-	-	0.9
BAC-08	2.1	8	-	-	1	1	1	1	-	1	-	-	-	-	43.5
BAC-11	3.4	10	-	-	2	1.8	0.8	2	-	-	-	-	-	-	7.5
BAC-15	8.7	11	-	-	-	1	0.8	3	-	0.9	-	-	-	-	24.1
BAC-04	195.1	434	-	-	2	1.1	0.9	2	0.2	58.6	-	-	-	-	16.5
BAC-14	6	16	-	-	1	1.4	0.9	8	-	-	-	-	-	-	28.7
BAC-18	2.2	11	-	-	2	1	1	1	0.1	-	-	-	-	-	20.2
BAC-16	1.7	8	-	-	-	-	0.8	7	0.2	-	-	-	-	-	1.3
BAC-09	0.6	5	-	-	-	-	0.5	4	-	0.6	-	-	-	-	1.7
BAC-13	3.2	12	-	-	1	0.6	1	1	-	2.4	-	-	-	-	45.3
BAC-02	2	15	-	-	1	1.6	0.8	3	-	-	-	-	-	-	38.1
BAC-10	6.1	9	-	-	-	-	0.5	-	-	1.4	-	-	-	-	26.3
BAC-06	2.5	12	-	-	2	0.6	0.9	-	-	1.1	-	-	-	-	26.9
BAC-03	3.7	16	-	-	4	-	0.3	-	-	0.6	-	-	-	-	21.8
BAC-05	15.6	42	-	-	11	1.6	0.6	4	-	1.9	-	-	-	-	120.5
BAC-07	3.3	8	-	-	2	-	1.8	3	0.1	69.5	-	-	0.7	-	494.4
BAC-17	14.3	12	0.3	-	62	0.6	1	-	0.4	13.1	-	-	20.2	-	6.2
BAC-20	1.8	6	0.8	-	11	5.5	0.5	-	1.8	33.5	-	-	9.5	-	18.3

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Bacaba

Amostra	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
BAC-19	9.7	1.5	7.7	2.36	0.89	3.19	0.62	3.8	0.81	2.44	0.38	2.29	0.36	0.05	0.13
BAC-12	79	9.21	34.2	5.6	1.91	5.03	0.84	4.51	0.92	2.71	0.42	2.7	0.42	0.03	0.09
BAC-01	0.9	0.14	1	1.26	0.33	4.85	1.35	10.19	2.32	7.09	1.15	6.88	0.9	0.04	0.02
BAC-08	77.4	8.38	27.3	4.01	1.06	2.69	0.38	1.92	0.37	1.12	0.18	1.19	0.19	0.12	-
BAC-11	14.6	1.81	7	1.48	0.51	1.52	0.28	1.75	0.41	1.35	0.23	1.53	0.25	0.03	-
BAC-15	46.9	5.22	17	3.03	0.78	2.42	0.4	2.13	0.46	1.38	0.23	1.47	0.21	-	-
BAC-04	31.5	3.53	12	1.88	0.53	1.78	0.34	2.22	0.48	1.48	0.24	1.58	0.22	0.11	0.28
BAC-14	56.6	6.54	23.4	4.08	1.07	3.7	0.65	3.5	0.75	2.16	0.34	2.09	0.31	0.07	-
BAC-18	36.3	3.98	13.7	1.96	0.53	1.29	0.17	0.72	0.14	0.45	0.08	0.53	0.1	0.03	-
BAC-16	2.6	0.35	1.3	0.38	0.49	0.36	0.06	0.26	0.05	0.09	0.02	0.07	0.01	0.17	-
BAC-09	3.2	0.43	2	0.45	0.57	0.42	0.07	0.28	0.04	0.08	-	-	-	0.15	-
BAC-13	82.4	9.25	32.2	4.72	1.46	3.31	0.44	2.15	0.42	1.2	0.2	1.36	0.21	0.03	-
BAC-02	72.2	7.97	26.5	4.21	1.11	3.18	0.48	2.65	0.52	1.56	0.25	1.64	0.25	0.03	-
BAC-10	44.1	4.8	17	2.31	0.74	1.74	0.23	1.17	0.22	0.63	0.1	0.6	0.11	0.36	0.15
BAC-06	47.6	5.22	17.3	2.38	1	1.75	0.23	1.05	0.17	0.45	0.07	0.4	0.06	0.02	-
BAC-03	40.1	4.15	13.1	1.75	0.41	1.29	0.22	1.37	0.28	0.84	0.15	0.96	0.14	0.06	-
BAC-05	221.8	24.28	80.4	11.88	1.87	9.06	1.47	8.7	1.9	5.83	1.01	6.41	1.04	0.04	-
BAC-07	835.4	83.31	263.2	28.68	6.08	16.35	1.63	6.3	0.75	1.56	0.21	1.21	0.16	-	0.48
BAC-17	7.2	0.65	2.9	0.71	0.2	0.73	0.1	0.52	0.07	0.2	0.03	0.14	0.02	0.02	33.31
BAC-20	42.9	6.35	30.1	10.81	3.13	15.26	2.46	12.63	2.17	4.69	0.62	3.52	0.46	-	7.07

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Castanha

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI	Ba	Rb	Sr
CNTD1/189.82	72.51	10.75	6.27	1.22	0.21	2.18	5.36	0.36	0.05	0.03	0.027	0.8	1436	57.6	25.9
CTND9/217.00	73.16	10.75	5.75	1.77	0.57	4.05	2.12	0.43	0.24	0.03	0.021	1.0	393	70.3	22.9
CTND1/245.48	74.85	10.41	6.4	1.11	0.31	4.52	1.38	0.28	0.09	0.02	0.027	0.5	298	46.4	19.6
CTND1/97.00	70.5	12.14	7.46	1.19	0.73	4.48	2.11	0.51	0.1	0.03	0.017	0.6	749	54.3	52.7
CTND9/213.00	62.78	8.22	17.44	4.5	0.44	0.12	4.66	0.22	0.12	0.05	0.015	1.1	652	117.4	13.2
CTND2/320.20	50.76	13.6	14.43	6.94	2.00	3.05	5.27	0.88	0.1	0.15	0.016	2.6	500	133.6	21.2
CTND9/174.78	42.39	13.13	21.31	4.92	5.71	0.14	5.38	0.46	0.89	0.07	0.012	2.6	876	166.5	53.0
CTND2/368.70	44.68	6.7	27.35	7.05	8.32	0.6	2.61	0.74	0.67	0.39	0.007	0.6	1056	18.9	68.3
CASD1/69.90	68.65	10.29	5.02	1.75	3.8	4.04	1.16	0.39	0.1	0.06	0.019	4.4	261	23.7	46.8
CASD2/101.2	69.48	9.52	5.64	1.28	3.07	0.1	6.24	0.46	0.07	0.03	0.021	3.8	1379	45.4	21.2
CATD09/218.00	57.77	9.58	16.79	5.8	2.46	0.08	1.27	0.27	0.39	0.07	0.015	4.8	195	19.8	29.3
CTND2/246.43	51.98	8.9	13.99	9.94	8.83	1.51	2.17	0.3	0.13	0.39	0.008	1.5	294	43.4	170.9
CTND2/367.27	24.37	1.07	57.94	5.75	7.75	0.13	0.14	2.25	1.03	0.27	0.015	-0.9	31	2.4	31.7
CTND2/358.16	27.59	1.93	42.04	5.32	11.64	0.12	0.33	1.05	4.5	0.26	0.02	4.4	52	5.5	89.9
CTND1/35.42	12.76	1.42	80.28	3.4	0.92	0.04	0.75	2.52	0.01	0.06	0.015	-2.3	71	25.1	1.1
CASD1/121.6	17.29	3.63	53.93	1.38	8.13	0.43	1.4	0.16	3.56	0.04	0.008	8.8	215	25.5	24.2
CASD1/190.65A,B	8.17	1.48	67.86	0.69	6.22	0.31	0.11	0.09	2.28	0.04	0.006	10.1	18	1.9	12.9
CASD1/115.65	44.7	9.41	13.94	1.64	14.02	2.14	2.01	0.41	6.02	0.05	0.01	4.1	442	37.9	82.1
CTND2/320.40	37.58	2.89	16.23	2.7	19.99	0.06	0.43	0.04	12.48	0.13	0.016	6.4	55	11.4	187.4
CTND2/245.70	36.2	1.42	4.21	0.65	32.04	0.08	0.53	0.09	23.39	0.06	0.015	0.8	58	15.2	107.5

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Castanha

Amostra	Cs	Ga	Tl	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Ni	Co	Sc	V	Cu
CNTD1/189.82	0.4	13.5	-	0.8	6.8	12.0	462.8	15.5	17.8	7.9	-	9.0	6	92	6.6
CTND9/217.00	0.6	17.1	-	0.7	8.1	11.5	452.0	45.0	12.0	4.3	-	14.0	8	99	7.0
CTND1/245.48	0.4	14.5	-	0.5	5.2	10.7	406.6	16.1	9.3	4.4	-	10.1	5	106	12.2
CTND1/97.00	0.6	14.0	-	0.9	10.4	8.7	317.4	75.4	20.5	9.5	-	17.2	7	38	33.9
CTND9/213.00	2.0	16.1	0.2	0.7	9.2	12.7	548.1	32.3	14.8	11.1	85	49.1	5	112	68.6
CTND2/320.20	1.4	26.5	-	0.7	8.3	3.1	105.0	20.3	3.8	1.7	41	45.3	27	319	2.0
CTND9/174.78	2.8	29.1	0.2	1	12.9	15.1	716.3	634.5	94.4	42.3	102	62.1	23	318	159.3
CTND2/368.70	0.3	26.0	-	0.2	2.4	6.9	252.2	137.2	9.5	3.9	56	50.5	25	733	10.3
CASD1/69.90	0.2	9.8	-	0.7	8.6	6.5	266.9	43.6	8.5	5.2	51	25.4	6	37	1540.7
CASD2/101.2	-	8.9	-	0.8	11.1	7.5	272.8	33.4	12.6	5.6	-	12.6	7	29	128.1
CATD09/218.00	0.1	25.2	-	0.7	9.9	17.3	755.4	154.4	27.7	28.9	107	50.4	9	193	182.2
CTND2/246.43	0.5	30.0	-	-	0.5	8.3	338.2	185.6	30.7	9.6	126	57.6	22	549	4.2
CTND2/367.27	-	23.0	-	0.3	4.9	1.1	36.4	147.6	266.2	31.7	91	49.7	25	2037	47.9
CTND2/358.16	-	18.6	-	0.1	2.7	2.6	103.6	421.6	40.7	8.7	387	603.6	14	968	2995.3
CTND1/35.42	0.3	53.3	-	0.4	5.4	1.0	20.9	20.0	1.9	1.5	154	47.4	9	3501	9.5
CASD1/121.6	0.4	8.1	-	0.2	2.6	2.4	93.2	224.8	13.4	7.4	5928	1513.8	6	113	482.5
CASD1/190.65A,B	-	3.4	-	0.2	2.3	1.0	39.4	123.5	2.5	4.1	-	2218.2	4	46	5487.3
CASD1/115.65	0.8	14.3	-	0.6	9.6	6.4	280.2	530.6	32.4	22.7	1444	254.7	13	65	7659.2
CTND2/320.40	0.2	10.3	0.1	-	0.4	0.3	17.6	871.5	29.2	16.2	245	612.9	7	115	3385.5
CTND2/245.70	0.2	4.4	0.1	-	0.2	-	7.9	1178.7	55.9	22.6	-	5.2	7	94	253.4

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Castanha

Amostra	Pb	Zn	Bi	Cd	Sn	W	Mo	Be	Ag	Au	Hg	As	Se	Sb	La
CNTD1/189.82	5.5	27	-	0.1	-	0.7	1.2	2	-	1.6	-	-	-	-	8.8
CTND9/217.00	3.6	30	-	-	2	1.4	0.6	2	-	0.7	-	-	-	-	15.7
CTND1/245.48	3.0	21	-	-	1	-	0.7	2	-	-	-	-	-	-	8.7
CTND1/97.00	2.7	23	-	-	-	1,0	12.2	2	-	1.1	-	-	-	-	8.8
CTND9/213.00	3.3	38	-	-	3	-	17,0	-	-	1.2	-	1,0	-	-	383.8
CTND2/320.20	0.7	65	-	-	2	2.4	0.4	3	-	1.1	-	0.7	-	-	10.7
CTND9/174.78	21.6	35	-	-	4	-	12.8	2	-	1.8	-	12.6	-	-	12598.4
CTND2/368.70	2.3	38	-	-	3	1.3	0.4	5	-	-	-	1.9	-	-	99.9
CASD1/69.90	2.2	14	-	-	-	1.5	1.4	2	0.1	12,0	-	1.5	-	-	4.1
CASD2/101.2	8.4	14	-	0.1	-	2.3	1.3	1	-	0.5	-	-	-	-	30.7
CATD09/218.00	4.9	36	-	-	4	1.1	25.9	2	0.3	20.5	-	2.6	0.7	-	2021.8
CTND2/246.43	6.4	55	-	-	2	-	0.2	15	-	0.6	-	1.2	-	-	145.1
CTND2/367.27	31.9	20	-	-	4	2,0	1.5	2	-	-	-	2.9	-	0.2	74,0
CTND2/358.16	16.3	31	1,0	-	3	1.8	1.9	1	0.3	54.6	-	36.7	16.6	0.2	540,0
CTND1/35.42	0.6	7	-	-	1	4.5	0.3	-	-	2.9	-	0.8	-	-	10.2
CASD1/121.6	4.4	33	0.2	0.1	-	-	4.7	-	-	2.4	-	8,0	41.3	-	495.2
CASD1/190.65A.B	1.5	1846	0.5	1.9	-	-	7.8	-	0.3	5.8	0.05	7.7	44.7	-	119.9
CASD1/115.65	8.9	29	-	0.2	2	0.9	4.1	1	0.4	14.3	0.02	6.9	6.1	-	635.3
CTND2/320.40	12.3	24	2.2	-	2	2.1	1,0	-	0.4	36,0	-	55.7	16.1	0.2	1255.4
CTND2/245.70	10.6	9	-	-	-	1.6	0.7	21	-	2.3	-	17.2	2.4	0.3	901.5

Dados geoquímicos das amostras do depósito Alvo Castanha

Amostra	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
CNTD1/189.82	21,0	2,55	10,2	2,35	0,67	2,72	0,49	2,85	0,59	1,7	0,28	1,86	0,33	0,07	-
CTND9/217.00	34,3	3,85	15,0	2,8	0,81	3,35	0,75	5,59	1,57	5,49	0,82	5,32	0,83	0,02	-
CTND1/245.48	18,2	1,91	7,3	1,34	0,37	1,37	0,27	2,04	0,54	1,95	0,31	2,18	0,38	0,03	-
CTND1/97.00	17,1	1,81	7,2	1,53	0,54	4,03	1,13	9,3	2,5	8,62	1,29	8,19	1,22	0,03	-
CTND9/213.00	713,9	64,39	193,2	17,49	1,08	9,24	1,05	5,32	1,13	4,01	0,71	5,76	1,05	-	-
CTND2/320.20	30,4	4,16	17,8	4,00	0,44	3,99	0,68	3,78	0,78	2,26	0,33	2,33	0,47	0,28	-
CTND9/174.78	22447,6	1923,94	5775,2	535,97	38,63	305,77	29,67	138,2	23,51	58,06	7,47	43,84	5,52	0,33	0,04
CTND2/368.70	283,1	35,74	154,6	30,5	2,84	29,59	4,63	25,25	5,03	13,58	1,74	11,02	1,66	0,03	-
CASD1/69.90	8,7	0,98	4,2	1,08	0,34	2,73	0,74	6,1	1,42	4,35	0,61	3,72	0,56	1,01	0,21
CASD2/101.2	56,8	5,79	20,1	2,9	0,5	3,03	0,59	4,33	1,14	3,63	0,54	3,32	0,49	0,63	0,03
CATD09/218.00	3837,5	349,95	1099,1	107,19	7,35	63,47	6,99	33,74	5,54	13,96	2,02	12,48	1,78	0,28	0,03
CTND2/246.43	491,4	72,25	324,6	67,72	5,98	61,04	8,46	42,76	7,01	16,55	1,86	10,73	1,63	0,06	-
CTN02/367.27	229,7	28,67	127,0	25,74	2,2	25,26	4,03	24,46	5,15	15,51	2,32	14,53	2,03	-	-
CTND2/358.16	1410,1	173,11	715,0	119,15	8,04	107,74	14,38	79,14	15,27	39,19	5,05	30,49	4,03	-	7,39
CTND1/35.42	31,1	4,48	21,3	4,87	0,38	4,03	0,69	3,96	0,73	2,08	0,32	2,00	0,31	-	-
CASD1/121.6	1079,4	121,43	460,2	73,9	5,41	65,04	8,27	43,29	7,98	20,17	2,55	14,77	1,9	0,61	22,08
CASD1/190.65A.B	336,2	38,61	161,9	30,47	1,67	28,15	4,06	21,3	3,85	10,22	1,38	7,28	0,95	0,66	30,35
CASD1/115.65	1362,8	141,57	523,7	85,75	9,59	89,7	13,23	82,87	17,92	49,6	6,48	39,77	5,47	0,95	2,9
CTND2/320.40	3540,3	418,91	1725,9	287,68	23,06	251,63	30,99	169,03	31,11	82,65	11,71	77,06	11,49	0,03	9,23
CTND2/245.70	2510,0	305,00	1271,8	219,02	13,03	241,23	35,98	225,44	46,93	124,6	16,13	96,63	12,37	-	0,04