



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

PATRICIA TATIANE LOPES

EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL E GÊNESE DO DEPÓSITO DE Cu-Au CORPO SUL,
ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA, GOIÁS, BRASIL

CAMPINAS

2024

PATRICIA TATIANE LOPES

EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL E GÊNESE DO DEPÓSITO DE Cu-Au CORPO SUL,
ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA, GOIÁS, BRASIL

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRA
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS.

ORIENTADOR: PROF. DR. ROBERTO PEREZ XAVIER

COORIENTADOR: PROF. DR. WAGNER DA SILVA AMARAL

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL DA
DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA PATRICIA
TATIANE LOPES E ORIENTADA PELO PROF. DR.
ROBERTO PEREZ XAVIER.

CAMPINAS

2024

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

L881e Lopes, Patricia Tatiane, 1984-
Evolução hidrotermal e gênese do depósito de Cu-Au Corpo Sul, Arco
Magmático de Mara Rosa, Goiás, Brasil / Patricia Tatiane Lopes. – Campinas,
SP : [s.n.], 2024.

Orientador: Roberto Perez Xavier.
Coorientador: Wagner da Silva Amaral.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP),
Instituto de Geociências.

1. Alteração hidrotermal. 2. Geoquímica. 3. Metalogenia. 4. Geologia
estratigráfica - Pré-cambriano. 5. Cinturão orogênico. I. Xavier, Roberto Perez,
1958-. II. Amaral, Wagner da Silva, 1979-. III. Universidade Estadual de
Campinas (UNICAMP). Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações Complementares

Título em outro idioma: Hydrothermal evolution and genesis of the Cu-Au Corpo Sul
deposit, Mara Rosa magmatic arc, Goiás, Brazil

Palavras-chave em inglês:

Hydrothermal alteration

Geochemistry

Metallogeny

Stratigraphic Geology - Precambrian

Orogenic belt

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestra em Geociências

Banca examinadora:

Roberto Perez Xavier [Orientador]

David Jozef Cornelius Debruyne

Elton Luiz Dantas

Data de defesa: 17-06-2024

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0009-0007-9146-2137>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/3045805661276177>



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTORA: Patricia Tatiane Lopes

**EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL E GÊNESE DO DEPÓSITO DE Cu-Au CORPO SUL,
ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA, GOIÁS, BRASIL**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

COORIENTADOR: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

Aprovado em: 17 / 06 / 2024

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - Presidente

Prof. Dr. David Jozef Cornelius Debruyne

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 17 de junho de 2024.

SÚMULA BIBLIOGRÁFICA



Patricia Tatiane Lopes é filha de pai lavrador, motorista de ônibus e de caminhão, e mãe dona de casa. Após deixar a cidade de Cambuí, MG, em 2004, ingressou no curso de Geologia da Universidade Estadual Paulista – Unesp de Rio Claro, SP. Ainda durante o curso, teve a oportunidade de estagiar no Laboratório de Estudo de Bacias - LEBAC/UNESP, na mina de Sn Bom Futuro, RO, da Cooperativa de Garimpeiros COOPERSANTA, e no Projeto *Near Mine* de Pesquisa e Exploração da mina de Cu-Au Chapada, GO, da empresa Yamana Gold Inc.

A partir dos dados gerados durante o último estágio, desenvolveu seu Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “Geologia da porção sudoeste da mina de Chapada, Alto Horizonte, GO”. Ao se formar, no início de 2010, foi contratada como Geóloga da equipe de pesquisa e exploração do Projeto *Near Mine* da mina de Chapada, onde atuou até o final de 2016. Durante este período teve a oportunidade de participar/contribuir com todas as etapas de trabalho, desde a descoberta, delineamento e modelagem, até a cubagem e estimativa dos recursos do depósito de Cu-Au Corpo Sul.

Ainda em 2013, visando esclarecer algumas dúvidas recorrentes quanto a gênese do depósito de Cu-Au Corpo Sul, bem como documentar os dados gerados e o conhecimento adquirido junto a empresa Yamana Gold Inc., ingressou no Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade de Campinas – UNICAMP, SP. Infelizmente, devido a questões pessoais e do trabalho, não foi possível concluir a dissertação naquele momento.

No início de 2017, ainda pela empresa Yamana Gold Inc., iniciou uma nova empreitada no Projeto *Near Mine* de Pesquisa e Exploração da mina de Au de Jacobina, BA, onde atuou por três anos. Após este período, porém, almejando encontrar melhores oportunidades na profissão e, em especial, inspirada pela fala do bom Prof. Dr. João Felipe C.L. Costa “Recuar para evoluir...”, decidiu desligar-se do trabalho e retomar a pesquisa reingressando, no início de 2022, no Programa de Pós-Graduação em Geociências da UNICAMP.

DEDICATÓRIA

*A todas as meninas e mulheres
que, apesar das dificuldades, não desistem.*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço aos meus queridos pais, Sebastião e Ana Maria, que me apoiaram ao longo de toda a trajetória acadêmica e profissional.

Agradeço aos Profs. Drs. Whashington Barbosa Leite Júnior e Luiz Sérgio Amarante Simões por quem tenho imenso carinho e considero grandes responsáveis pela minha formação e amor a Geologia.

Agradeço aos geólogos e principais integrantes da equipe do Projeto *Near Mine* de Pesquisa e Exploração da mina de Cu-Au Chapada, Juliano José de Sousa, Emerson Oliveira Ramos, Gustavo Campos Marques, Arthur Areal Braga e Iris Godoy, pelos vários anos de confiança, parceria e trocas. Em especial, agradeço ao Arthur e a Iris, pela amizade estabelecida.

Agradeço infinitamente ao orientador Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, por quem preservo grande admiração e respeito, pela paciência ao longo dos anos, desde o meu primeiro ingresso na pós-graduação até a sua conclusão.

Também agradeço ao co-orientador Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral por incentivar a retomada da dissertação, pelo apoio oferecido e pela paciência.

Agradeço aos membros da banca de qualificação, Prof. Dra. Maria José Maluf de Mesquita e Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, e da banca de defesa, Prof. Dr. David Jozef Cornelius Debruyne e Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, pela importante contribuição na correção e organização da versão final da dissertação.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado ao longo de um ano e meio, e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, pelo apoio financeiro para a realização de parte das análises necessárias para o desenvolvimento do trabalho.

Por fim, aos amigos Letícia Pacetta De Marchi, Paloma Monteiro da Silva e Esdras Felipe de Oliveira Luiz, que conheci durante a minha primeira passagem pela pós-graduação, obrigada por tudo! Conhecer vocês naquele momento foi receber um grande presente para a vida.

EPÍGRAFE

“One Must Imagine Sisyphus Happy.”
The Myth of Sisyphus, Albert Camus (1942).

RESUMO

O depósito de Cu-Au Corpo Sul, localizado próximo ao limite sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa, norte do estado de Goiás, teve suas reservas oficialmente declaradas no ano de 2013, agregando mais de 380 Mt de minério medido, com 0,13 g/t de Au e 0,23% de Cu, à mina de Chapada. Estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos conduzidos neste depósito permitem correlacionar a mineralização de Cu-Au ao modelo do tipo pórfiro metamorfizado de idade neoproterozóica, mas com evidências de superposição por evento tardi- tectônico do tipo *skarn*. Nesse contexto, seis halos de alteração hidrotermal pré-metamórfica foram definidos. Às alterações férrica e potássica associam-se a paragênese principal da mineralização disseminada definida por calcopirita - pirita $\pm$ magnetita e ocorrências esporádicas de molibdenita que caracterizam o núcleo do zoneamento metálico, rico em Cu-Au. As alterações clorítica-fílica (e/ou clorítica), fílica, argílica e argílica avançada são distais nesta ordem do núcleo de alto teor e, gradativamente, se tornam pobres em Cu-Au. Mineralização em veios, apesar de subordinada, compõe o zoneamento metálico-hidrotermal pré-metamórfico e compreende veios Tipo I (quartzo – calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita), associados às alterações férrica e potássica, e veios Tipo II (quartzo – pirita $\pm$ calcopirita e/ou de quartzo e anidrita – pirita $\pm$ calcopirita), correlatos às alterações distais fílica, fílica-clorítica (e/ou clorítica) e argílica. De modo central ao zoneamento metálico-hidrotermal, a intrusão hospedeira e provável fonte de calor e fluidos da mineralização é representada por muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. Idades concórdia de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31) e de 875 ± 11 Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99), obtidas a partir de cristais de zircão dessa litologia, são interpretadas como a idade de cristalização do protólito ígneo contemporâneo ao estágio inicial de evolução do Arco Magmático de Mara Rosa. Anomalia negativa pequena de Eu ($EuN/Eu^* = 0,91$), razões Sr/Y elevadas (> 20) e concentrações baixas de Zr (88,0 ppm) e Y (10,9 ppm) refletem a cristalização precoce de biotita no lugar do plagioclásio devido ao elevado teor de água ($> 4\%$ em peso) associado ao magma parental fértil. A intrusão associada ao evento de mineralização do tipo *skarn*, por sua vez, é posterior ao evento de deformação principal *Dn* e representa um novo prospecto em potencial para a região da mina de Chapada.

Palavras-chave: alteração hidrotermal; fertilidade magmática; sistemas pórfiro-epitermal; Pre-Cambriano, Orógeno Brasília

ABSTRACT

The Corpo Sul Cu-Au deposit, located on southeastern limit of the Mara Rosa magmatic arc, in the north of the state of Goiás, had its reserves declared officially in 2013, adding more than 380 Mt of measured ore, with 0.13 g/t Au and 0.23% Cu, to the Chapada mine. Petrographic, geochemical and geochronological studies carried out on this deposit allow Cu-Au mineralisation to be correlated with a neoproterozoic metamorphosed porphyry-type model, but with evidence of superimposition by a late tectonic skarn-type event. In this context, six pre-metamorphic hydrothermal alteration halos were defined. Ferric and potassic alterations are associated with the main paragenesis of disseminated mineralisation defined by chalcopyrite-pyrite $\pm$ magnetite and sporadic occurrences of molybdenite that characterize the core of the metallic zoning, rich in Cu-Au. The chlorite-phyllitic (and/or chlorite), phyllitic, argillic and advanced argillic alterations are distal in this order from the high-grade core and become gradually poor in Cu-Au. Although subordinate, vein-type mineralization makes up the pre-metamorphic metallic-hydrothermal zoning and comprises Type I veins (quartz - chalcopyrite $\pm$ pyrite $\pm$ magnetite), associated with ferric and potassic alterations, and Type II veins (quartz - pyrite $\pm$ chalcopyrite and/or quartz and anhydrite - pyrite $\pm$ chalcopyrite), correlated with distal phyllitic, phyllitic-chloritic (and/or chloritic) and argillic alterations. In the central part of the metallic-hydrothermal zoning, the host intrusion and probable source of heat and fluids for the mineralization is represented by muscovite-biotite-quartz schist with kyanite. U/Pb concordia ages of 883.4 ± 8.5 Ma ($n = 12$, MSWD = 0.31) and 875 ± 11 Ma ($n = 9$, MSWD = 0.99) from zircon crystals are interpreted as the crystallization age of the igneous protolith contemporaneous with the initial evolution stage of the Mara Rosa magmatic arc. The small negative Eu anomaly ($\text{EuN}/\text{Eu}^* = 0.91$), high Sr/Y ratios (>20) and low concentrations of Zr (88.0 ppm) and Y (10.9 ppm) reflect the early crystallization of biotite in place of plagioclase due to the high-water content ($>4\%$ by weight) associated with the fertile parental magma. The associated intrusion with the skarn-type mineralisation event is later than the main *Dn* deformation event and represents a new potential prospect for the Chapada mine region.

Keywords: hydrothermal alteration; magmatic fertility; porphyry-epithermal systems; Precambrian; Brasilia Orogen

LISTA DE FIGURAS

Fig. 3.1. Ocorrências mundiais de depósitos tipo Cu pórfiro, bem como epitermal, brecha e <i>skarn</i> , associados a sistemas pórfiro-epitermal, com idade pré-cambriana (Modificado de Kirkhan <i>et al.</i> , 2000)	34
Fig. 3.2. (A) Reconstrução do Gondwana Ocidental que mostra o período pré- deriva entre os continentes Sul-Americano e Africano. Em azul (retângulo), localização aproximada do Orógeno Brasília (Modificado de Oriolo <i>et al.</i> , 2017); (B) Compartimentação tectônica e geologia do Orógeno Brasília com a localização da mina de Chapada e da área de estudo (retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, extremo sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa (I) (Modificado de Fuck <i>et al.</i> , 2017)	45
Fig. 3.3. Mapa geológico-estrutural do Arco Magmático de Mara Rosa (AMMR) com a localização dos principais depósitos associados, bem como a área de estudo (Retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, adjacente ao depósito/mina de Chapada (Modificado de Oliveira <i>et al.</i> , 2015)	49
Fig. 4.1. (A) Reconstrução do Gondwana Ocidental mostrando o período pré- deriva entre os continentes Sul-Americano e Africano. Em azul (retângulo), localização aproximada do Orógeno Brasília (Modificado de Oriolo <i>et al.</i> , 2017); (B) Compartimentação tectônica e geologia do Orógeno Brasília com a localização da mina de Chapada e da área de estudo (retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, extremo sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa (I) (Modificado de Fuck <i>et al.</i> , 2017)	75
Fig. 4.2. (A) Mapa geológico-estrutural do Arco Magmático de Mara Rosa com a localização da área de estudo (Retângulo azul, Fig. B) (Modificado de Oliveira <i>et al.</i> , 2015); (B) Mapa geológico-estrutural do depósito Corpo Sul e unidades tectonoestratigráficas hospedeiras e encaixantes da mineralização de Cu-Au (Modificado de Lopes, 2009)	77
Fig. 4.3. Seções geológicas do depósito Corpo Sul que mostram a interpretação tectono-estratigráfica, estruturas, furos de sondagem, corpo de minério e respectivas <i>composites</i> de Cu (%) e Au (g/t). (A) Seção a – a’, representativa da região centro-sudoeste do depósito; (B) Seção b – b’, representativa da região centro-nordeste do depósito	80

Fig. 4.4. Características de campo, testemunhos de furos de sondagem e seções delgadas-polidas mais relevantes do ortogneisse (Unidade A), das rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul (Unidade B) e do metadiorito. **(A)** Anfibólio gnaiss com estrutura laminada; **(A1)** Textura granoblástica e níveis félsicos do bandamento composicional (S_{n-1}) definidos por plagioclásio e quartzo; **(A2)** Textura nematoblástica definida por hornblenda, parcialmente transformada em biotita e/ou tremolita e clorita, segundo a foliação S_n ; **(B)** Epídoto-anfibólio xisto com pirita disseminada e bandamento composicional (S_{n-1}) preservado; **(B1)** Foliação definida por biotita $\pm$ muscovita (S_n) sobreposta a nível máfico (principalmente hornblenda) do bandamento composicional (S_{n-1}); **(C)** Muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita e textura blastoporfirítica definida por cristais de plagioclásio reliquiar rotacionados segundo a foliação principal (S_n); **(C1)** Sombra de pressão (quartzo) gerada a partir da deformação e rotação do plagioclásio reliquiar alterado por sericita e granada; **(D)** Muscovita-biotita-quartzo xisto com dobras isoclinais recumbentes intrafoliares (F_n); **(D1)** Dobra isoclinal recumbente (F_n), com pirita deformada segundo a zona charneira, intrafoliar a foliação principal (S_n) definida por biotita, muscovita e cristais de cianita; **(E)** Dobras de crenulação (F_{n+1}) e clivagem de crenulação (S_{n+1}) (descontinuidade) sobrepostas a foliação principal (S_n) definida por biotita (2) e muscovita; **(F)** Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de plagioclásio reliquiar (oligoclásio-andesina); **(G)** Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de granada (grossulária); **(H)** Muscovita xisto com cianita e níveis de diferenciação metamórfica ricos em pirita; **(H1)** Textura lepidoblástica e foliação principal (S_n) definidas por muscovita. Presença de dobra de crenulação (F_{n+1}) e clivagem de crenulação (S_{n+1}) caracterizada por descontinuidade; **(I)** Cianita-muscovita-quartzo xisto com pirita disseminada; **(I1)** Foliação S/C com S definida por cristais insipientes de cianita, quartzo e pirita e C, paralela a foliação principal (S_n), definida por muscovita e quartzo; **(I2)** Foliação principal S_n definida por cristais insipientes de cianita e de biotita parcialmente transformada em clorita com forte sericitização sobreposta; **(J)** Cianita quartzito com dobra isoclinal (F_n) intrafoliar; **(L)** Cianitito com textura decussada definida por cristais de cianita; **(L1)** Textura nematoblástica definida por cristais de cianita; **(G)** Metadiorito com estrutura compacta; **(G1)** Metadiorito deformado com lineação mineral (L_m) definida pela reorientação do anfibólio; **(G2)** Textura lepidoblástica caracterizada por cristais de biotita neoformada. LEGENDA: (Pl) plagioclásio; (Ads) andesina; (Olg) oligoclásio; (Hbl) hornblenda; (Ky) cianita; (Tr) tremolita; (Grt) granada; (Grs) grossulária; (Ep) Epídoto; (Czo) clinozoisita; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Fe) ferro

Fig. 4.5. Alteração hidrotermal tardia associada ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico. **(A, A1)** Relictos de fenocristais de plagioclásio sobrecrecidos por cristais de grossulária; **(B, B1)** Agregados de grossulária + clinozoisita/zoisita e sulfetos na interface dos domínios micáceo, definido por biotita/muscovita, e quartzoso; **(C, C1)** Agregados de grossulária + clinozoisita/zoisita + clorita sobrecrecidos ao domínio micáceo da foliação principal (*Sn*); **(D, D1)** Forte obliteração do domínio micáceo da foliação principal (*Sn*) por grossulária + clinozoisita/zoisita + clorita. LEGENDA: (Grs) grossulária; (Czo) clinozoisita; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita90

Fig. 4.6. Principais aspectos da mineralização disseminada nos diferentes litotipos hospedeiros do depósito de Cu-Au Corpo Sul. **(A, A1)** Rutilo e pirita, com inclusão arredondada de rutilo, inclusos em cristal de hornblenda; **(B, B1)** Pirita e calcopirita inclusas em hornblenda e deformadas, com formas alongadas a sigmoidais fraturadas, segundo a foliação principal (*Sn*); **(C, C1)** Calcopirita, magnetita e pirita alongadas segundo o contato entre o domínio micáceo e o quartzoso e em interstícios do domínio quartzoso que definem a foliação principal (*Sn*). A calcopirita também ocorre como injeções na clivagem e/ou no contato entre cristais de biotita e muscovita; **(D, D1)** Pirita, magnetita e calcopirita deformadas segundo os interstícios entre cristais de quartzo e biotita que definem a foliação mais antiga (*Sn-1*) ou relictos de dobras (*Fn*); **(E, E1)** Estrutura S/C com magnetita e pirita alongadas e fraturadas. A calcopirita ocorre inclusa, envolvendo os cristais ou como injeções nas fraturas. Injeções de calcopirita também são observadas segundo os interstícios entre cristais de biotita e muscovita; **(F)** Ocorrência local de cristais tabulares de molibdenita em paragênese com a calcopirita; **(G)** Mineralização tardia caracterizada por pirita e calcopirita pouco deformadas na regi'ao de contato entre os domínios micáceo e quartzoso; **(H, H1)** Dobra isoclinal recumbente com pirita deformada segundo a zona de charneira, bem como rutilo e calcopirita alongados segundo as foliações *Sn-1* e *Sn*; **(I, I1)** Pirita, magnetita e calcopirita alongados e/ou boudinados segundo a foliação principal (*Sn*); **(J, J1)** Pirita alongada a sigmoidal e fraturada segundo a foliação S de estrutura S/C com C paralela a foliação principal (*Sn*). Calcopirita ocorre envolvendo a pirita ou como injeções na clivagem ou interstícios entre cristais de clorita; **(L, L1)** Pirita alongada e fraturada, inclusa ou envolvendo cristais de cianita deformados e/ou rotacionados segundo a foliação principal (*Sn*). LEGENDA: (Hbl) hornblenda; (Ky) cianita; (Tr) tremolita; (Ep) Epídoto; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Mt) magnetita; (Rt) Rutilo; (Mo) Molibdenita92

Fig. 4.7. Veios mineralizados do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Veio de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita em muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. Ocorre espessado por dobras isoclinais recumbentes (*Fn*); (B - B2) Veio(s) de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita em muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita boudinado(s) e rompido(s) segundo a foliação principal (*Sn*). (C e C1) Veio(s) de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita em rocha metavulcânica intermediária deformado(s) segundo dobra isoclinal (*Fn*) intrafoliar. LEGENDA: (Qtz) quartzo, (Anh) anidrita; (Cpy) calcopirita; (Py) pirita; (Mt) magnetita95

Fig. 4.8. Diagramas de classificação química para as intrusões encaixantes e/ou proximais e para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce, 1996); (B) Diagrama Co vs. Th (Hastie *et al.*, 2007)99

Fig. 4.9. Padrões de ETR (A-C) e de variação multielementar (D-F) das intrusões encaixantes e/ou proximais e do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. Valores para normalização por Condrito e pelo Manto Primitivo são de McDonough & Sun (1995). Valores da crosta continental superior e inferior são de Rudnick *et al.* (2003)100

Fig. 4.10. Diagramas de discriminação tectonomagmática para as intrusões encaixantes e/ou proximais e para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Y vs. Nb e (B) Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.*, 1984. Campo dos granitos pós- colisionais de Pearce (1996)101

Fig. 4.11. Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico, principal hospedeira da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul. (A e B) Cristais de zircão da amostra CS-10GC, região NE do depósito; (C e D) Cristais de zircão da amostra CS-99GC, região SW do depósito102

Fig. 4.12. Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão de metadiorito tardi-tectônico, proximal ao depósito de Cu-Au Corpo Sul; (A-F) Amostra CS-01GC103

Fig. 4.13. Histogramas de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel para as idades Pb^{207}/Pb^{206} das análises LA-ICP-MS das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto

com cianita blastoporfirítico do depósito Corpo Sul. (A e B) Idades Pb^{207}/Pb^{206} de todas as análises LA-ICP-MS das amostras CS-10GC e CS-99GC; (C e D) Idades Pb^{207}/Pb^{206} das análises LA-ICP-MS com menos de 10% de discordância das amostras CS-10GC e CS-99GC104

Fig. 4.14. Diagramas concórdia das idades U-Pb obtidas a partir de análises LA-ICP-MS em cristais de zircão das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Amostra CS-10GC, região NE do depósito. (B) Amostra CS-99GC, região SW do depósito104

Fig. 4.15. Diagrama concórdia das idades U-Pb obtidas a partir de análises LA-ICP-MS em cristais de zircão de amostra de metadiorito tardi- tectônico, proximal ao depósito Corpo Sul105

Fig. 4.16. Assinaturas geoquímicas dos diferentes produtos de alteração hidrotermal, hospedeiros da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul, relativas à composição de rochas sedimentares comuns. (A) Diagrama AFM ($A = Al_2O_3 - [3 \times K_2O]$, $F = FeO$ e $M = MgO$) com vetores indicativos das alterações hidrotermais potássica (1), férrica (2) e argílica – argílica avançada (3). (B) Diagrama A'CF ($A' = [Al_2O_3 + Fe_2O_3] - [Na_2O + K_2O]$, $C = CaO - [3.33 \times P_2O_5]$ e $F = [FeO + MgO + MnO]$) com vetores indicativos das alterações hidrotermais argílica – argílica avançada (3) e clorítica (3'). Valores de metapelito MSC (*Metamorphosed Shale Composite*) e folhelho NASC (*North American Shale Composite*) para fins de comparação retirados de Gromet *et al.* (1984)111

Fig. 4.17. Sequência paragenética com a evolução do sistema hidrotermal principal pré-metamórfico, sobreposto por alteração hidrotermal tardia, segundo a direção NE-SW. Os diferentes tipos de alteração hidrotermal do sistema principal são reconhecidos a partir da abundância modal de minerais ou conjunto de minerais metamórficos e para cada alteração hidrotermal (colunas) são considerados os eventos de deformação e metamorfismo sobrepostos. Nas linhas, além dos minerais metamórficos, acessórios, de minério e hidrotermais, são listados os veios Tipo I (veios de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita) e Tipo II (Veios de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita) pela provável colocação pré-metamórfica, concomitante ao zoneamento hidrotermal principal114

Fig. 4.18. Gráficos de correlação entre elementos-traço e entre razões de elementos-traço considerados parâmetros de fertilidade do magma parental para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. Campos para rochas tipo adakito de Richards *et al.* (2007). Campos discriminantes entre intrusões mineralizadas e estéreis de Wells *et al.*, 2020. Valores de normalização de McDonough & Sun (1995)119

Fig. 4.19. Modelo metalogenético para a mineralização principal ou pré-metamórfica do depósito de Cu-Au Corpo Sul, baseado no modelo de mineralização tipo Cu pórfiro de depósitos indeformados (Adaptado de Sillitoe, 2010)123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Depósitos e ocorrências associadas a sistemas pórfiro-epitermal pré-cambrianos mundiais e síntese das suas principais características	36
Tabela 2. Síntese dos resultados das análises de elementos maiores, menores e traços (mediana dos valores) das intrusões encaixantes e/ou proximais e das rochas hospedeiras da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul	96
Tabela 3. Coeficientes de partição dos elementos Sr, Y, La, Yb, Sm e Dy para hornblenda, biotita e plagioclásio em magmas andesíticos e dacíticos/riolíticos (Valores compilados de Rollinson, 1993)	120

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO AO TEMA.....	21
1.1. Introdução.....	21
1.2. Objetivo.....	23
1.3. Justificativa.....	24

CAPÍTULO 2

MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS.....	25
2.1. Descrição de testemunhos de furos de sondagem e amostragem.....	25
2.2. Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	25
2.3. Geoquímica.....	26
2.4. Geocronologia.....	27
2.4.1. Separação de cristais de zircão.....	27
2.4.2. Análises U-Pb pelo método LA-ICP-MS.....	27

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	29
3.1. O sistema pórfiro-epitermal.....	29
3.1.1. Depósitos tipo pórfiro fanerozoicos.....	31
3.1.2. Depósitos tipo pórfiro pré-cambrianos.....	33
3.2. Contexto geológico regional.....	44
3.2.1. O Orógeno Brasília.....	44
3.2.2. O Arco Magmático de Goiás.....	47

REFERÊNCIAS.....	56
------------------	----

CAPÍTULO 4

ARTIGO.....	71
Evolução hidrotermal e gênese do depósito de Cu-Au Corpo Sul, Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás, Brasil.....	71
RESUMO.....	71

4.1. Introdução.....	72
4.2. Geologia Regional	74
4.3. Geologia do depósito de Cu-Au Corpo Sul	78
4.4. Materiais e métodos analíticos	81
4.5. Resultados	84
4.5.1. Caracterização litológica.....	84
4.5.2. Alteração hidrotermal.....	89
4.5.3. Mineralização.....	91
4.5.4. Geoquímica de rocha total.....	96
4.5.5. Geocronologia.....	100
4.6. Discussão	105
4.6.1. Deformação e metamorfismo.....	105
4.6.2. <i>Timing</i> da mineralização.....	107
4.6.3. Natureza das rochas hospedeiras da mineralização cupro-aurífera.....	109
4.6.4. Reconstrução do sistema hidrotermal pré-metamórfico.....	113
4.6.5. Origem do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfíritico.....	115
4.5.6. Origem do ortogneiss e do metadiorito.....	117
4.5.7. Assinatura geoquímica do magma parental.....	118
4.5.8. Modelo de mineralização.....	121
4.5.9. Contribuição ao modelo genético do depósito de Cu-Au Chapada.....	124
4.5.10. Contexto mundial.....	126
4.7. Conclusão	127
4.8. Referências.....	129

ANEXO 1

PROCEDÊNCIA E LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS COLETADAS PARA PETROGRAFIA, ANÁLISE GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA.....	135
---	-----

ANEXO 2

ANÁLISES SEMI-QUANTITATIVAS POR MEV-EDS EM GRANADA E RELÍCTOS DE PLAGIOCLÁSIO	138
---	-----

ANEXO 3

ANÁLISES GEOQUÍMICAS DO ORTOGNAISSE (UNIDADE A), DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO (UNIDADE B) E DO METADIORITO	141
--	-----

ANEXO 4

DADOS ISOTÓPICOS U-PB EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS REFERENTES A PRINCIPAL HOSPEDEIRA DA MINERALIZAÇÃO E METADIORITO	153
---	-----

CAPÍTULO 1

APRESENTAÇÃO AO TEMA

1.1. Introdução

Sistemas pórfiro-epitermal de idade fanerozoica são bastante estudados em todo o mundo e possuem documentação ampla. Para Sillitoe (2010), esses sistemas são definidos como *stocks* de Cu pórfiro formados a partir de batólitos ou *plutons*, podendo ou não se conectar à superfície, cujo entorno compreende grandes volumes de rochas com diversos graus de alteração hidrotermal. Associadas a evolução magmática-hidrotermal desses corpos ocorrem importantes mineralizações de metais base e metais preciosos. O sistema magmático-hidrotermal como um todo pode conter depósitos do tipo *skarn*, *carbonate-replacement*, *sediment-hosted* e epitermais (*high*-, *intermediate*- e *low-sulfidation*).

Esses sistemas ocorrem notoriamente em orógenos aos quais, individualmente, se relacionam arcos magmáticos. Além disso, é notável a relação entre a ocorrência de grandes depósitos tipo pórfiro com regimes contracionais, caracterizados por espessamento crustal, elevação da superfície e rápida exumação (Sillitoe, 2010). Os principais exemplos incluem as províncias do Cretáceo-Paleoceno (Laramide) no sudoeste da América do Norte, os orógenos do Eoceno Médio-Oligoceno Superior e Mioceno Inferior-Plioceno da porção central do Andes, o orógeno do Mioceno Médio no Iran, e os orógenos do Plioceno na Nova Guiné e Filipinas (Sillitoe, 1998; Perelló *et al.*, 2003; Cooke *et al.*, 2005; Rohrlach & Loucks, 2005; Sillitoe & Perelló, 2005; Perelló, 2006).

Adicionalmente, dados isotópicos (Goldfarb, 2010; Sillitoe, 2010) mostram que sistemas pórfiro-epitermal gerados a partir da evolução de orógenos e arcos magmáticos se desenvolvem em épocas metalogenéticas bem definidas, com duração entre 10 e 20 Ma, o que permite correlacioná-los a eventos magmáticos temporalmente equivalentes. Para (Sillitoe, 2010), entre o corpo magmático precursor e o desenvolvimento/colocação do(s) *stock(s)* de Cu pórfiro, a lacuna de tempo é ainda menor, de apenas 1 a 2 Ma.

O depósito de Cu-Au Corpo Sul, objeto desta pesquisa, localiza-se no norte do Estado de Goiás, distante aproximadamente 2 km a sudoeste da mina de Chapada. Junto a outros prospectos de Au e metais base associados, teve seus trabalhos de pesquisa e prospecção mineral iniciados em 2008 pela empresa Yamana Gold Inc. Em 2013, suas reservas foram

declaradas e agregaram mais de 380Mt de minério medido, com 0,13g/t de Au e 0,23% de Cu, à mina de Chapada (YAMANA GOLD/MMIC, 2013).

Tanto o depósito Corpo Sul quanto a mina de Chapada localizam-se no contexto do Arco Magmático de Mara Rosa cuja evolução inclui dois eventos magmáticos principais: um inicial, a partir de arco(s) de ilha(s) intraoceânico(s), em *ca.* de 900 Ma (Pimentel & Fuck, 1992); e um final, provavelmente em um cenário de arco(s) continental(ais), entre *ca.* 670 – 600 Ma, seguido de intrusões bimodais (Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.*, 2004, 2005). Este importante episódio de acreção crustal deu-se durante a estruturação do supercontinente Gondwana e resulta da convergência entre os blocos Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema que culminou na formação do Orógeno Brasília. Idades de metamorfismo apontam pico metamórfico entre 650 e 630 Ma que refletem o consumo total da litosfera oceânica e a colisão entre continentes (Pimentel, 2016).

Desde a descoberta do depósito de Cu-Au Chapada, em 1973, e início de sua exploração, em 2007, dando origem à mina de Chapada, inúmeros modelos foram propostos para explicar a gênese da mineralização. Richardson *et al.* (1986), pioneiramente o interpreta como do tipo pórfiro de Cu-Au, deformado e metamorfisado. Segundo Kuyumjian (1989), o depósito é explicado como de origem vulcanogênica exalativa com sulfetação disseminada, seguido de deformação e metamorfismo. Ainda segundo Kuyumjian (2000), gênese do tipo epitermal de Cu-Au sobreposta por remobilização metamórfica também é concebível. Oliveira *et al.* (2015) propôs para o depósito de Chapada modelo que compreende um evento de mineralização inicial contemporâneo à formação do Arco Magmático de Mara Rosa e similar ao de sistemas de Cu-Au tipo pórfiro, assim como discutido por Richardson *et al.* (1986), mas sobreposto por mineralização Cu-Au sin- deformacional tipo orogênica ou *intrusion related*. Recentemente, Martini (2021), retoma a discussão quanto ao potencial do depósito de Chapada associando-o a uma origem vulcanogênica exalativa.

Em referência ao depósito Corpo Sul, relações geológicas de campo e de testemunhos de furos de sondagem, somadas ao contexto geológico regional, sugerem uma mineralização de Cu-Au do tipo pórfiro que, apesar dos eventos de deformação e metamorfismo sobrepostos, ocorre de forma bastante preservada. Contudo, é importante ressaltar que depósitos de Cu-Au tipo pórfiro de idade pré-cambriana, mais especificamente neoproterozoica, não são comuns no âmbito mundial. De modo geral, possuem documentação geológica restrita e, assim como o depósito de Chapada, uma classificação genética bastante controversa.

Para a maioria dos autores, depósitos tipo pórfiro pré-cambrianos são raros, sobretudo por possuírem baixo potencial de preservação frente aos processos de erosão

associados ao soerguimento de arcos magmáticos (*e.g.*, Kerrich *et al.*, 2005; Duuring *et al.*, 2007; Cawwood & Hawkesworth, 2015; Oliveira *et al.*, 2015). Em adicional, depósitos tipo pórfiro estão atrelados à subducção/consumo de placas litosféricas oceânicas durante os períodos de formação de supercontinentes. Desse modo, o longo processo de resfriamento da Terra somado a flutuabilidade do manto litosférico sub-continental pode não ter permitido uma subducção da litosfera oceânica, durante o Pré-cambriano, similar aos processos modernos (Goldfarb *et al.*, 2010; Sizova *et al.*, 2014). Haveria assim uma escassez de material subductado oxidado no manto, um estado de baixa oxidação da cunha do manto sub-arco e, consequentemente, condições desfavoráveis para a formação desses depósitos (Evans & Tomkins, 2011). Estudos mais recentes, porém, indicam que o regime de placas tectônicas global poderia estar completamente desenvolvido no Paleoproterozoico. Neste contexto, foi proposto que o período entre o Mesoarqueno e o Paleoproterozoico (3.2 – 2.3 Ga) poderia marcar a transição, de um modo tectônico inicial (*e.g.*, *stagnant lid*) para o de placas tectônicas (Brown *et al.*, 2020; Hawkesworth *et al.*, 2020).

Tendo em vista a peculiaridade de depósitos do tipo pórfiro pré-cambrianos e a sua importância em um contexto geológico regional e até mesmo mundial, este trabalho pretende contribuir no avanço do entendimento das mineralizações presentes na região da mina de Chapada tendo como foco o depósito de Cu-Au Corpo Sul. O objetivo principal é estabelecer atributos geológicos diagnósticos que, apesar dos eventos deformacionais e de metamorfismo sobrepostos, permitam definir satisfatoriamente a gênese da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul. Com essa finalidade, o presente estudo inclui a integração e (re)interpretação de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas hospedeiras do depósito, da mineralização e de intrusões proximais, bem como de dados de mapeamento de superfície e de testemunhos de sondagem.

1.2. Objetivo

O objetivo da pesquisa é a caracterização do depósito de Cu-Au Corpo Sul por meio da identificação de atributos geológicos determinantes para a definição da sua gênese apesar dos eventos deformacionais e de metamorfismo sobrepostos. Para essa finalidade foram incorporados os seguintes objetivos específicos:

- Identificar as paragêneses que representam os principais eventos mineralizantes do depósito de Cu-Au Corpo Sul por meio de estudos petrográficos (com o apoio da Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV);

- Definir a natureza dos protólitos e/ou produtos de alteração hidrotermal metamorfizados a partir de: (I) obtenção das composições modais e normativas por meio de estudos petrográficos e dados de geoquímica de rocha total; (II) definição do tipo/origem dos cristais de zircão por meio da análise da morfologia e da geocronologia U-Pb pelo método LA-ICP-MS;
- Correlacionar temporal e geneticamente a mineralização de Cu-Au com possível(eis) evento(s) magmático(s), capaz(es) de gerar calor, fluidos e metais, por meio da geocronologia U-Pb em zircão e dados de geoquímica de rocha total;
- Reavaliação dos modelos genéticos atribuídos ao depósito de Cu-Au de Chapada, especialmente os tipos Cu pórfiro e vulcanogênico exalativo, a partir da contextualização e significado do evento de formação do depósito de Cu-Au Corpo Sul no Arco Magmático de Mara Rosa.

1.3. Justificativa

Uma vez que depósitos tipo pórfiro pré-cambrianos, assim como o depósito de Cu-Au Chapada, são raros, esta pesquisa, focada no depósito de Cu-Au Corpo Sul, poderá incentivar a (re)avaliação de terrenos gnáissicos e de depósitos com origem questionável quanto ao seu potencial metalogenético. No âmbito do depósito de Chapada, a pesquisa poderá, à luz dos novos dados, tanto respaldar o modelo mais aceito atualmente quanto abrir novas frentes de pesquisa e exploração.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

2.1. Descrição de testemunhos de furos de sondagem e amostragem

Desde a descoberta do depósito de Cu-Au Corpo Sul pela empresa Yamana Gold Inc., extensa campanha de sondagem foi realizada a fim de definir o corpo de minério. Ao todo, cerca de 340 furos de sondagem diamantada foram executados e descritos sistematicamente. Como consequência do grande volume de informações adquiridas, as principais unidades e contatos geológicos, bem como estruturas no mapa geológico (Atualização a partir de Lopes, 2009) foram melhor representados.

Neste trabalho, duas seções de furos de sondagem com orientação NW-SE, consideradas representativas do depósito, foram utilizadas. Ao longo delas, 18 testemunhos de furos de sondagem foram descritos e amostrados durante os trabalhos desenvolvidos junto ao Projeto de Pesquisa e Exploração Chapada (*Near Mine* da mina de Chapada), da empresa Yamana Gold Inc. A amostragem tomou como critério as principais variações composicionais, texturais e estruturais das rochas hospedeiras da mineralização, os estilos e intensidade das alterações hidrotermais e sistemas de veios.

Adicionalmente, foram coletadas amostras de afloramentos, representativas das intrusões proximais ao depósito Corpo Sul.

A procedência e a localização das amostras coletadas constam no Anexo 1A e B.

O mapa geológico atualizado bem como as seções geológicas são apresentadas no Capítulo 4.

2.2. Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Esta etapa foi inicialmente realizada no laboratório de Microtermometria do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP), com a utilização dos microscópios petrográficos convencionais ZEISS Axiophot e Leica DM-EP. O estudo petrográfico foi conduzido em um total de trinta e cinco seções delgadas-polidas. Destas, trinta e duas correspondem a amostras das rochas hospedeiras da mineralização. As demais correspondem a amostras de intrusões proximais ao depósito (Anexo 1A e B).

Complementarmente, microanálises químicas qualitativas e semiquantitativas foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências (IG-UNICAMP), com o uso de microscópio eletrônico de varredura (MEV) Leo 430i Zeiss, acoplado a espectrômetro de energia dispersiva (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer, EDS – Oxford Instruments*). As análises visaram a identificação de fases minerais, possíveis inclusões minerais e zoneamentos composicionais que não foram reconhecidos em microscópio óptico convencional.

Os resultados das análises encontram-se no Anexo 2.

2.3. Geoquímica

Análises geoquímicas de rocha total para óxidos de elementos maiores e menores, elementos traço, metais base e voláteis foram conduzidas em trinta e sete amostras, correspondentes aos intervalos dos testemunhos de furos de sondagem e amostras de afloramentos previamente selecionados para estudo petrográfico (Anexos 1A, B).

As amostras coletadas a partir dos testemunhos de furos de sondagem são livres de intemperismo, mas devido ao metamorfismo e a complexidade do arcabouço estrutural do depósito, amostras representativas do(s) provável(eis) protólito(s) hospedeiro(s) da mineralização de Cu-Au livres ou pouco alteradas hidrotermalmente não foram encontradas. Amostras de afloramentos, representativas de intrusões proximais, apesar de metamorfisadas, são livres de intemperismo e alteração hidrotermal. O conjunto com ambas as procedências foi encaminhado para preparo e análise no Laboratório ALS Minerals da unidade ALS Global de Goiânia – Goiás.

Os procedimentos analíticos/tipos de análise incluem: (I) XRF (*X-Ray Fluorescence Analysis*) para óxidos de elementos maiores, menores e traços; (II) Queima da amostra pulverizada a 1000°C e cálculo da diferença de peso do material antes e após a queima para a determinação do LOI; (III) Fusão por borato de lítio e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para elementos menores e traços; (IV) Digestão por quatro ácidos e ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*) para metais base; (V) Forno LECO para S e C totais.

Os resultados completos das análises geoquímicas de rocha total para cada unidade e/ou litotipo constam no Anexo 3A-G.

Quanto ao Au (*Invisible Gold*), os resultados das análises por meio de digestão por água régia e ICP-AES, conduzidas no depósito Corpo Sul pela empresa Yamana Gold Inc. no

Laboratório ALS Minerals da unidade ALS Global de Goiânia – Goiás, foram compilados e constam no Anexo 1A. As análises compreendem amostras (método do testemunho ao meio) de 0,5 a 2,0m de testemunho rochoso e são referência para os teores de Au (ppm) das amostras selecionadas para esta pesquisa.

2.4. Geocronologia

2.4.1. Separação de cristais de zircão

Esta etapa de trabalho foi realizada nos laboratórios de Preparação de Amostras e de Concentração Mineral do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP).

Os concentrados de cristais de zircão foram obtidos a partir de 3 amostras, sendo 2 representativas da principal litologia hospedeira da mineralização, e 1 de intrusão proximal ao depósito (metadiorito). Concentrado de cristais de zircão a partir de amostra de ortogneisse não foi possível devido ao seu caráter máfico e/ou ao volume insuficiente da amostra.

A metodologia utilizada na obtenção dos concentrados inclui: (i) britagem em britador de mandíbulas; (ii) moagem em moinho de discos metálicos; (iii) bateamento manual; (iv) separação das fases minerais magnéticas do concentrado com ímã de Nd; (v) separação paramagnética por etapas em separador isodinâmico Frantz, nas correntes 0,1A, 0,3A, 0,6A, 1A e 1,5A; (vi) catação manual de cristais de zircão a partir do concentrado da corrente de 1,5A, imerso em líquido denso (*e.g.*, álcool, acetona), com o auxílio de lupa binocular ZEISS.

Os cristais de zircão separados foram encaminhados para o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LAGIR/UERJ) para a elaboração do epóxi, polimento, coleta de imagens por catodoluminescência (CL) e análises U-Pb pelo método LA-ICP-MS (*Lazer Ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*).

2.4.2. Análises U-Pb pelo método LA-ICP-MS

Para as análises U-Pb foi utilizado laser *Photon Machines Inc.*, com comprimento de onda de 193µm e *spot size* com diâmetro de 25µm, acoplado a ICP-MS *Neptune Plus multicollector*. Com base nos procedimentos propostos por Buhn *et al.* (2009), as amostras (componentes abrasados) foram carregadas por fluxo de gás He/Ar para a câmara do ICP e, para

cada amostra, obteve-se como resultado: (a) fração de ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}]_s$ (c = comum; s = amostra); (b) cálculo da razão U/Th e quantidade de Pb, U e Th (ppm) relativos ao zircão de referência 91500; (c) correção do *background*, do fracionamento U/Pb de um mesmo ciclo e normalização pelo padrão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS / valor medido), e cálculo $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ usando $(^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb} * 1/137,88)$; (d) correlação de erro (Rho), definida como o quociente dos erros propagados entre as relações $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$; (e) correção das “bias” através da normalização pelo padrão de referência GJ-1, e do Pb comum, pelo modelo de composição do Pb (Stacey & Kramers, 1975); e (f) grau de concordância = $(^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} \text{ idade} * 100 \text{ idade} / ^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{U})$.

Em especial quanto ao número de análises U-Pb a serem realizadas e obtidas, a metodologia utilizada é a proposta por Buhn *et al.* (2009). Esta, envolve a obtenção de cerca de 40 análises que são conduzidas segundo a sucessão: uma análise em amostra em branco, uma em amostra padrão e três em amostra(s) natural(is). Isso permite que as análises obtidas a partir da(s) amostra(s) natural(is) de interesse sejam tomadas como análises múltiplas de diferentes localidades de grãos individuais. Desse modo, mesmo histórias geológicas complexas podem ser detectadas a partir de um número reduzido de grãos.

Para cada amostra do depósito Corpo Sul, foram realizadas 27 análises. O cálculo das idades (*concordia age*) e a elaboração dos histogramas de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel foram realizados com o auxílio do IsoplotR (Vermeesch, 2018).

Os resultados completos das análises geocronológicas constam no Anexo 4A-C.

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. O sistema pórfiro-epitermal

Segundo Sillitoe (2010), sistemas pórfiro-epitermal são definidos como *stocks* de pórfiro cujo entorno compreende grandes volumes de rocha hidrotermalmente alterada que podem hospedar, além do depósito tipo pórfiro, mineralizações de metais base e metais preciosos do tipo skarn, *carbonate-replacement*, *sediment-hosted*, bem como as do tipo *high-, low- e intermediate sulfidation*.

Os depósitos tipo pórfiro são comumente caracterizados por baixos teores associados a grandes tonelagens. Eles possuem em média de 0,5 a 1,5 % de Cu, <0,01 a 0,04 % de Mo e até 1,5 g/t de Au e, segundo Sun *et al.* (2015), correspondem a, aproximadamente, 80% e 95% das reservas mundiais de Cu e Mo, respectivamente. Além disso, são também importantes para os recursos de Au, Ag, Zn, Sn e W.

Os sistemas pórfiro-epitermal ocorrem em alinhamentos de orógenos com dezenas a milhares de quilômetros aos quais, individualmente, se relacionam arcos magmáticos com dimensões gerais similares. Geralmente, os orógenos ocorrem espacialmente separados como reflexo da migração do arco, resultado da maior ou menor inclinação da placa subductada. Adicionalmente, em Goldfarb (2010) e Sillitoe (2010), dados isotópicos mostram que orógenos de sistemas pórfiro-epitermal individuais se desenvolvem em épocas metalogenéticas bem definidas, com duração entre 10 a 20 Ma, estreitamente ligados a eventos magmáticos temporalmente equivalentes

Grandes depósitos tipo pórfiro de alto teor possuem uma notável relação com regimes contracionais que são marcados por espessamento crustal, elevação da superfície e rápida exumação. Este é o caso das províncias do Cretáceo-Paleoceno (Laramide), sudoeste da América do Norte, dos orógenos do Eoceno Médio-Oligoceno Superior e Mioceno Inferior-Plioceno, porção central do Andes, do orógeno do Mioceno Médio, Iran, e dos orógenos do Plioceno, Nova Guiné e Filipinas (Sillitoe, 1998; Hill *et al.*, 2002; Perelló *et al.*, 2003; Cooke *et al.*, 2005; Rohrlach & Loucks, 2005; Sillitoe & Perelló, 2005; Perelló, 2006). E de fato, regimes extensionais, caracterizados por magmatismo bimodal (basáltico-riolítico), não possuem historicamente sistemas pórfiro-epitermal importantes (Sillitoe & Hedenquist 2003;

Sillitoe, 2008). Por outro lado, segundo Hou *et al.* (2011), um número significativo de depósitos tipo pórfiro ocorrem no domínio metalogênico Tetiano oriental, orógeno Himalia-tibetano, e relacionam-se desde a ambientes transpressoriais e extensionais tardi- e pós-colisionais até intracontinentais extensionais, associados a processos orogênicos e anorogênicos.

Falhas e intersecções de falhas, são elementos importantes na determinação dos locais de formação e na geometria de sistemas pórfiro-epitermal. Intersecções entre zonas de falhas transversais ou lineamentos de escala continental e estruturas paralelas ao arco são enfatizadas por alguns pesquisadores por refletirem estruturas profundas, capazes de facilitar a ascensão de magmas envolvidos na gênese do sistema Cu pórfiro (*e.g.*, Richards *et al.*, 2000; Hill *et al.*, 2002). Em uma escala de distrito, sistemas pórfiro-epitermal tendem a ocorrer como aglomerados (até 5 km de diâmetro) ou alinhamentos (até 30 km de extensão), sendo a distância entre os depósitos e suas formas individuais muito variáveis. De modo geral, alinhamentos paralelos ao arco ocorrem ao longo de falhas intra-arco, enquanto os transversais são controlados por zonas de falhas ou lineamentos que cortam o mesmo (Sillitoe, 2010).

Temporalmente, aglomerados ou alinhamentos de sistemas pórfiro-epitermal podem exibir um prolongamento das idades de formação em até 5 Ma, como no distrito de Chuquicamata (Ballard *et al.*, 2001; Rivera & Pardo, 2004; Campbell *et al.*, 2006), ou até aproximadamente 18 Ma, como no distrito de Cádía (Wilson *et al.*, 2007). Tal fato reflete a vida útil do plúton precursor que é prolongada, embora por vezes intermitente, mas que possibilita a formação de depósitos tipo pórfiro em diferentes localizações ao longo do tempo (Sillitoe, 2010).

Quanto aos plútons precursores, estes são os locais de cristalização (crosta média a superior) de máguas cálcio-alcalinos a alcalinos (menos comum), de composição intermediária a félsica que ascenderam, a partir de reservatórios mais profundos, anteriormente à formação dos sistemas pórfiro-epitermal (Richards, 2003). Correspondem a batólitos multifásicos, equigranulares a fracamente porfiríticos, que dificilmente ocorrem expostos junto aos sistemas pórfiro-epitermal correspondentes, a menos que a tectônica posterior modifique consideravelmente o arranjo dos corpos (*e.g.*, Seedorff *et al.*, 2008). Em termos de idade de cristalização, é conhecido que tais plútons e seus respectivos *stocks* mineralizados ocorrem separados por intervalos de 1 a 2 Ma, ou menos (*e.g.*, Campbell *et al.*, 2006).

Em relação às rochas vulcânicas comagmáticas, estas possuem idade de cristalização entre 0,5 e 3 Ma anterior a colocação do *stock* de Cu pórfiro, fato este documentado por diversos autores (*e.g.*, Halter *et al.*, 2004; Longo *et al.*, 2005). De modo geral, apresentam baixo potencial de preservação frente a erosão, mas pequenos volumes de centros vulcânicos

podem ocorrer associados às partes mais rasas do sistema Cu pórfiro, correspondendo ao ambiente epitérmico de alta sulfetação (Sillitoe, 2010).

Por fim, rochas encaixantes de sistemas pórfiro-epitermal compreendem uma variedade de rochas sedimentares e metamórficas (*e.g.*, Titley, 1993) que, a depender de características como permeabilidade e composição, podem influenciar a mineralização. Como exemplos, sabe-se que rochas de granulação muito fina ou pouco fraturadas agem como selantes na formação de depósitos tipo pórfiro que, por sua vez, poderão ser cegos e/ou de alto teor (*e.g.*, Wilson *et al.*, 2003). Do mesmo modo, depósitos *high sulfidation* sob espessa camada calcária podem não apresentar anomalias em superfície (Sillitoe *et al.*, 2006) enquanto aqueles hospedados em rochas de origem piroclástica ou epiclástica, bastante permeáveis, poderão exibir altas tonelagens (*e.g.*, Longo *et al.*, 2005). Rochas ricas em Fe^{+2} , como gabro, diabásio e basalto, contribuem com a precipitação mais efetiva do Cu de fluidos magmáticos oxidados e, consequentemente, com a formação de mineralizações tipo pórfiro de alto teor (*e.g.*, Wilkinson *et al.*, 1982). Rochas carbonáticas, bem como outras rochas reativas, são fundamentais na geração dos depósitos proximais e distais tipo skarn, *carbonate-replacement* e *sediment-hosted* (Sillitoe, 2010).

3.1.1. Depósitos tipo pórfiro fanerozoicos

Depósitos tipo pórfiro clássicos, jovens ou fanerozoicos, possuem intrusões associadas que, geometricamente, incluem stocks e diques. Salvo algumas exceções, suas dimensões gerais não ultrapassam 1 km compreendendo múltiplas fases de colocação em relação ao evento de alteração e mineralização (Kirkham, 1971; Gustafson, 1978). As intrusões colocadas imediatamente antes (*early mineral*), bem como as rochas encaixantes, geralmente contém a mineralização de mais alto teor. Intrusões que ocorreram durante (*intermineral*) são normalmente empobrecidas, enquanto intrusões tardias (*late mineral*) e posteriores (*postmineral*) são estéreis.

Geneticamente, as intrusões dos depósitos tipo pórfiro são granitos tipo-I, série magnetita (Ishihara, 1981). Compreendem rochas metaluminosas e cálcio-alcalinas de médio K (Normal) mas também cálcio-alcalinas de alto K e alcalinas (Shoshoníticas) abrangendo uma variedade de composições, desde dioritos a quartzo dioritos cálcio-alcalinos, passando por granodioritos a quartzo monzonitos, até dioritos alcalinos, de monzonitos a, menos comum, sienitos (Seedorff *et al.*, 2005). De modo geral, contém proporções variáveis de fenocristais, incluindo hornblenda e/ou biotita, e matriz aplítica de granulação fina, sendo as diferenças

composicionais e texturais entre as fases intrusivas muito sutis. Além disso, a obliteração por alteração hidrotermal das fases iniciais é muito comum e torna difícil a distinção até mesmo das rochas encaixantes (Sillitoe, 2010).

Quanto às alterações hidrotermais e mineralização associada, os depósitos tipo pórfiro exibem um padrão de zoneamento consistente que compreende, centralmente e de baixo para cima, os halos sódico-cálcico, potássico, clorita-sericita, sericítico e argílico avançado (Meyer *et al.*, 1967). Os halos clorítico e propilítico, também característicos, se desenvolvem distalmente a níveis rasos e profundos, respectivamente. Temporalmente, halos desenvolvidos em níveis mais rasos são também os mais jovens e sobrepõem e/ou reconstituem, total ou parcialmente, os mais profundos (Sillitoe, 2010).

O zoneamento metálico também constitui outro padrão característico de depósitos tipo pórfiro sendo bem documentado principalmente em suas partes mais profundas. Em depósitos tipo pórfiro ricos em Au, o Au e o Cu são inseridos juntos, como componentes da zona de alteração potássica central, demonstrando assim estreita correlação (Sillitoe, 2000; Ulrich *et al.*, 2001; Perelló *et al.*, 2004). Em contrapartida, Cu e Mo possuem baixa afinidade havendo uma tendência do Mo a se concentrar em anéis externos que se sobrepõem apenas parcialmente aos núcleos de Cu-Au (*e.g.*, Garwin, 2002; Proffett, 2003; Perelló *et al.*, 2004). Espacialmente e em superfície, os halos dos núcleos de Cu $\pm$ Au $\pm$ Mo possuem escala kilométrica e são limitados por anomalias de Zn-Pb-Ag $\pm$ Mn que refletem condições hidrotermais de baixa temperatura e, geralmente, coincidem com as zonas de alteração propilítica dos depósitos. As zonas de Zn-Pb-Ag $\pm$ Mn, por sua vez, são mais bem definidas em ambientes de depósitos tipo skarn distais além dos quais, anomalias de Au-As $\pm$ Sb também podem ser desenvolvidas (Sillitoe, 2010).

Ainda quanto ao conteúdo metálico dos depósitos tipo pórfiro, a maior parte ocorre na forma de sulfetos disseminados e/ou contidos/atrelados a vênulas de quartzo, associados à alteração potássica. Para Sillitoe (2000) há uma forte correlação entre a densidade de vênulas de quartzo e o conteúdo metálico de muitos depósitos tipo pórfiro, sobretudo aqueles ricos em Au. A sequência de veios de depósitos tipo pórfiro, elaborada inicialmente por Gustafson *et al.* (1975), é amplamente característica e, de modo geral, pode ser subdividida em: (1) vênulas precoces, livres de quartzo e sulfetos, contendo actinolita, magnetita (tipo M), biotita precoce (tipo EB) e feldspato-K, comumente sem auréolas de alteração; (2) vênulas maioritariamente de quartzo granular e sulfetos com auréolas de alteração estreita ou inexistente (tipos A e B); e (3) veios e vênulas tardias de quartzo cristalino-sulfetos com auréolas bem desenvolvidas dadas pela alteração destrutiva de feldspato essencial (tipo D). As vênulas dos grupos 1 e 2 são

colocadas principalmente durante a alteração potássica enquanto as do grupo 3 acompanham as alterações clorita-sericita, sericítica e argílica avançada profunda (*e.g.*, Sillitoe, 2010).

Para depósitos tipo pórfiro ricos em Au, associados a intrusões cálcio alcalinas, *stockworks* de vênulas de magnetita-actinolita (tipo M) e quartzo-magnetita-sulfetos e/ou quartzo-sulfetos (tipo A), além de vênulas tardias de clorita-pirita $\pm$ quartzo $\pm$ calcopirita, são extremamente representativos (Sillitoe, 2010). As vênulas tipo A variam de *stockworks* a subparalelas com uma ou mais orientações preferenciais. São mais intensas nas intrusões de colocação inicial podendo constituir 90 a 100% da rocha (*e.g.*, Rush *et al.*, 1990; Khashgeral *et al.*, 2006), densidade esta que diminui lateralmente e em profundidade (*e.g.*, Titley *et al.*, 1986; Gustafson *et al.*, 1995). As vênulas de quartzo-pirita $\pm$ calcopirita (tipo-D), mais abundantes em depósitos tipo pórfiro ricos em Mo do que naqueles ricos em Au, podem ocorrer como enxames controlados estruturalmente nas suas partes superiores e/ou associados às partes profundas do halo argílico avançado (*e.g.*, Dean *et al.*, 1996).

3.1.2. Depósitos tipo pórfiro pré-cambrianos

Desde a descoberta do depósito de Cu tipo pórfiro paleoproterozoico Malanjkhand na região central da Índia (Sikka, 1971), alguns depósitos de idade pré-cambriana de diferentes partes do Mundo foram classificados ou reinterpretados como do tipo pórfiro ou como aqueles correlacionados à sistemas pórfiro-epitermal (Fig. 3.1).

Para Sikka *et al.* (1997), as ocorrências pré-cambrianas vão desde 3310 a 560 Ma e podem ser relacionadas a quatro picos de idades principais, 3300 $\pm$ 100, 2700 $\pm$ 100, 1900 $\pm$ 100 e 1100 $\pm$ 100 Ma, provavelmente representativos de grandes episódios tectônicos e/ou magmáticos da história da Terra. Também segundo estes autores, entre os depósitos pré-cambrianos e os fanerozoicos há consideráveis características em comum, destacando-se: minério de baixo teor e alta tonelagem; relação espacial com zonas de subducção e orógenos vulcânicos; associação a granitos tipo-I abrangendo rochas cálcio-alcalinas a alcalinas; presença de alteração potássica fraca a bem desenvolvida; mineralização disseminada e/ou associada a veios multifásicos ou *stockworks* e brechas; zoneamento metálico; presença de intrusões *intermineral* como diques e brechas. A partir da atualização das ocorrências, porém, é relevante apontar que apenas 30% dos depósitos tipo pórfiro listados possuem publicações recentes, com dados e estudos correlatos as duas últimas décadas. Tal fato reflete diretamente a metodologia/robustez

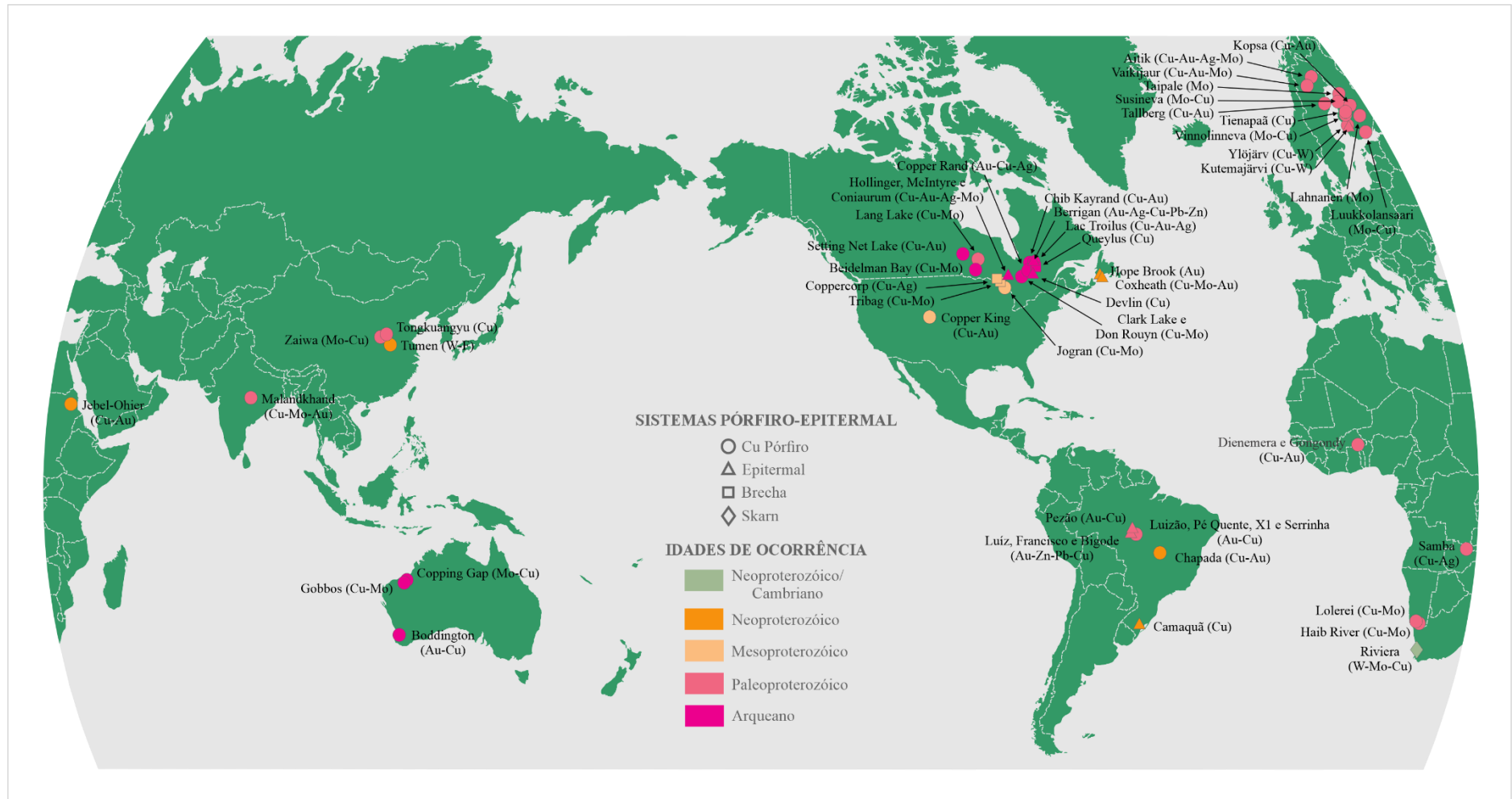


Fig. 3.1. Ocorrências mundiais de depósitos tipo Cu pórfiro, bem como epitermal, brecha e skarn, associados a sistemas pórfiro-epitermal, com idade pré-cambriana (Modificado de Kirkhan *et al.*, 2000).

da investigação utilizada para a definição genética desses depósitos que é apoiada, sobretudo, em relações geológicas mais gerais, comuns aos depósitos fanerozoicos.

Em relação ao conteúdo metálico, dos depósitos pré-cambrianos mundiais listados, 18 são do tipo pórfiro de Cu-Au, Cu e Au-Cu, 16 são de Cu-Mo e Mo, e apenas três referem-se a depósitos de Cu-Ag e Cu-W. A maioria deles, 23 ao todo, ocorre associada ao Paleoproterozoico. Entre eles, considerando conteúdos acima de 0,9 Mt de Cu, estão cinco dos sete depósitos tipo pórfiro mais importantes: Dienemera/Gongondy (Cu-Au), Burkina Faso (Le Mignot *et al.*, 2017) e Aitik (Cu-Au-Ag), Suécia (Sundblad, 2003; Wanhainen *et al.*, 2005), ambos com 0,9 Mt, Haib River (Cu-Mo), Namíbia, com 1,8 Mt (Barr *et al.*, 1992; 1993), Tongkuangyu (Cu-Ag-Au), China, com 2,5 Mt (Weixing *et al.*, 1987), e Malanjkhand (Cu-Mo-Au), Índia, com 4,23 Mt de Cu (Stein *et al.*, 2004). Sequencialmente, têm-se os depósitos arqueanos, 9, sendo raros os datados como neoproterozoicos, 3, e mesoproterozoicos, apenas 2. Contudo, vale a pena ressaltar que são neoproterozoicos os demais depósitos tipo pórfiro mais ricos em Cu: Chapada (Cu-Au), Brasil, com 1,2 Mt de Cu (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2015) e Jabel Ohier, Sudão, com 1,9 Mt de Cu (Bierlen *et al.*, 2016; 2020). Chapada corresponde também a um dos depósitos mais ricos em Au, com cerca de 119 t do metal (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2015). À frente dele está somente o depósito de idade arqueana Boddington (Au-Cu), Austrália, com 175 t de Au (Allibone *et al.*, 1998; McCuaig *et al.*, 2001; Stein *et al.*, 2001) (Fig. 3.1; Tabela 1).

Quanto a caracterização dos depósitos pré-cambrianos, é unânime a relação de depósitos tipo pórfiro de Cu-Au, Cu e Au-Cu localizados em orógenos com algum grau de metamorfismo, desde xisto verde baixo a anfibolito alto. Entretanto, não há descrição detalhada quanto ao grau de deformação das rochas precursoras e/ou hospedeiras da mineralização, sendo diorito, tonalito, granodiorito e quartzo feldspato pórfiro os protólitos intrusivos mais frequentes. Estilos de mineralização considerados típicos de depósitos tipo pórfiro como disseminações, *stokworks* e sistemas de veios, também não possuem grau de deformação e relações de corte bem detalhadas. Ainda assim, estas feições, associadas espacialmente a uma intrusão, estão entre as mais enfatizadas durante discussões acerca da gênese desses depósitos. Datações U-Pb em zircão constam como a principal metodologia para a definição das idades dos protólitos intrusivos havendo poucos casos de idades inferidas a partir do contexto geológico regional (*eg.*, Kopsa, Finlândia; Gaál *et al.*, 1979; Eilu *et al.*, 2003). Por outro lado, são bastante raros os casos de mineralizações com idade absoluta, sendo os dados disponíveis referentes a datações Re-Os em concentrados de molibdenita ou pirita e U-Pb em titanita (Tabela 1).

Tabela 1. Depósitos e ocorrências associadas a sistemas pórfiro-epitermal pré-cambrianos mundiais e síntese das suas principais características.

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
Neoproterozoico - Cambriano	Riviera (Endoskarn)	Saldania Belt of the Western Cape Province; ÁFRICA DO SUL	-	Cape Granite Suite (quartzo monzonito pórfiro, biotita monzogranito e granito- monzogranito afanítico)	585±20 - 508±15 Ma	Veios de quartzo e carbonato com sheelita e molibdenita.	---	---	W-Mo-Cu	46 Mt @0,216% WO ₂ ; 0,025% Mo	Rozendaal <i>et al.</i> (1995)
	Hope Brook (High-sulfidation)	Avalon Terrene; CANADÁ	1- Depósito Epitermal Ordoviciano associado a vulcânicas fêscas ou magmatismo de alto nível; 2- Depósito mesotermal pré-tectônico hospedado em (sub)vulcânicas de idade Cambriana; 3- depósito tipo sulfato ácido sintectônico (hospedado em zona de cisalhamento).	Roti Intrusive Suite (quartzo feldspato pórfiro) / Third Pond Tuff (Rochas vulcanoclásticas)	578 - 574 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações, impregnações e vênulações com alta porcentagem de pirita e, menor, calcopirita, bornita, tennantita e enargita.	---	Anfibolito	Au	11,2 Mt @ 4,54 g/t Au	Dubé, <i>et al.</i> (1995)
Neoproterozoico	Camaquã (High- sulfidation)	Camaquã Basin; BRASIL	1- Origem magmática- hidrotermal; 2- Origem singenética sedimentar; 3- Origem epitermal.	Sequência vulcanossedimentar/Granitóides Lavras do Sul (monzonitos a granodioritos de afinidade shoshonítica)	590 - 560 Ma/ U-Pb (Zircão)	Veios, stockworks e disseminações de calcopirita, bornita, calcocita, pirita e barita (tardia).	515±12 - 538±7 Ma/ K-Ar (Clorita, sericita)	---	Cu	30,8 Mt @ 1,06 % Cu	Renac <i>et al.</i> (2013); Laux <i>et al.</i> (2005)
	Coxheath (High- sulfidation)	Coxheath Belt of the Avalon Terrene; CANADÁ	-	Coxheath Hills Pluton (Quartzo monzodiorito) e Coxheath Group (andesito a dacito e tuffo)	620 Ma/ U-Pb (Zircão) e 40Ar/39Ar (Hornblenda)	Stockworks de vênulas de quartzo e feldspato com calcopirita, bornita e molibdenita, além de magnetita e hematita como acessórios.	---	Xisto verde	Cu-Mo-Au	---	Lynch <i>et al.</i> (1997); Kontak <i>et al.</i> (2003)
	Jebel Ohier (Pórfiro)	Arabian-Nubian Shield Belt; SUDÃO	1- Orogênico; 2- VHMS	Diorito a Granodiorito	816 - 812 Ma/ U-Pb (Zircão)	Stockwork de veios e vênulas com magnetita, pirita, calcopirita e bornita (± ouro, prata e teluretos)	---	Xisto verde	Cu-Au	593 Mt @ 0,33% Cu; 0,05%Au	Bierlen <i>et al.</i> (2016); Bierlen <i>et al.</i> (2020)
	Tumen (Pórfiro)	Henan Province; CHINA	1- Orogênico; 2- <i>Intrusion Related</i>	Diques de sienito	~ 844 Ma	1- Veios de fluorita verde; 2- Veios de fluorita roxa, molibdenita, pirita e galena; 3- Veios de calcita, galena, pirita, esfalerita e calcopirita.	847,4±7,3 Ma/ Re- Os (Molibdenita)	---	Mo-F	2 Mt F; 0,01 Mt Mo	Deng <i>et al.</i> (2015)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
Mesoproterozoico	Chapada (Pórfiro/ Orogénico ou <i>Intrusion Related</i>)	Faixa Brasília, Província Tocantins; BRASIL	1- VHMS; 2- Epitermal; 3- Mineralização primária tipo Pórfiro com contribuição sin- deformacional orogénica ou <i>Intrusion Related</i>	Rocha diorítica, equirranular a porfírica, e rochas metavulcanossedimentares e metaporfiroclásticas de composição intermediária.	884±15 Ma 867±8 / U-Pb (Zircão)	Calcopirita e pirita disseminadas/ deformadas segundo a foliação e/ou concentradas em charneiras de dobras.	---	Anfibolito	Cu-Au	738,8Mt @ 0,24% Cu e 0,15 g/t Au	Richardson <i>et al.</i> (1986); Oliveira <i>et al.</i> (2015); Moore <i>et al.</i> (2019)
	Coppercorp (Brecha)	Batchawana Greenstone Belt of the Superior Craton; CANADÁ	<i>Volcanic Redbad Copper</i>	Falhas e veios em basaltos e conglomerados	---	1- Veios e brechas de quartzo e carbonato com calcocita, bornita, calcopirita e cobre nativo; 2- veios de calcocita maciça.	---	---	Cu-(Ag)	1,4 Mt @ 1,7% Cu (remanescente)	Pearson <i>et al.</i> (1985); Richards <i>et al.</i> (1989); Kirkhan (1995)
	Tribag (Brecha)	Batchawana Greenstone Belt of the Superior Craton; CANADÁ	---	Brechas graníticas, de diabásio ou de metavulcânicas com predomínio de matriz composta por quartzo, carbonato e sulfetos	---	1- Calcopirita e molibdenita disseminadas; 2- matriz (Brechas) de quartzo, carbonato e zeolitas com pirita e calcopirita; 3- fraturas com calcopirita e pirita 4- fraturas com calcopirita, pirita, esfarelita e galena.	1055±35 Ma / K-Ar (Muscovita secundária em brecha)	---	Cu-(Mo)	140 Mt @ ~ 0,18% Cu (Breton and West breccia); 125 Mt @ 0,13% Cu e 0,04 % Mo (East breccia)	Richards <i>et al.</i> (1989)
	Jogran (Pórfiro)	Batchawana Greenstone Belt of the Superior Craton; CANADÁ	---	Quartzo monzonito porfírico	---	Veios de quartzo e disseminações de calcopirita, pirita e molibdenita com menores galena, esfarelita, calcocita, cobre nativo e hematita.	1070±30 Ma / Rb-Sr (Sericita)	---	Cu-(Mo)	20 Mt @ 0,19% Cu e 0,05% Mo	Richards <i>et al.</i> (1989)
	Cooper King (Pórfiro)	Colorado Province; EUA	Orogénico	Granodiorito indeformado a milonítico e quartzo monzonito.	1420 - 1390 Ma	Disseminações, vênulas de quartzo e zonas de <i>stokwork</i> com calcopirita, pirita, bornita, calcocita, pirrotita, cobre nativo e ouro livre.	---	---	Cu-Au	68 Mt @ 0,20% Cu; 0,5 g/t Au	Peterman <i>et al.</i> (1968), Klein (1974), Hausel (1997) <i>apud</i> MDA (2017), Technical Report and PEA.
Paleoproterozoico	Lang Lake (Pórfiro)	Lang-Cannon Lake Metavolcanic- Metasedimentary Belt in the Superior Craton; CANADÁ	---	Quartzo plagioclásio pórfiro e brechas.	---	Vênulas e disseminações de pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita além de menores Ag e Au.	---	Xisto verde	Cu-Mo	Subeconômico	Findlay (1981)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Zhaiwa (Pórfiro)	Eastern Qinling Molybdenum Belt of the North China Craton; CHINA	---	Xiong'er Group (Stock Granítico)	1780 – 1750 Ma	1- Vênulas de quartzo com molibdenita; 2- Vênulas de quartzo com sulfetos (pirita, calcopirita, esfarelita, pirrotita, bismutinita e galena.	1761±33 Ma/ Re- Os (Molibdenita)	Não metamorfisado	Mo-Cu	160 Mt @ 0,064 % Mo	Deng <i>et al.</i> (2013a, b)
	Francisco (Intermediate- sulfidation)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	---	Pórfiro União do Norte (Quartzo- feldspato pórfiro) / Formação Serra Formosa (Unidade Vulcanoclástica)	1774±7,5 Ma/ U-Pb (Zircão)	Stockworks e veios de quartzo com pirita, esfarelita, galena, digenita, calcopirita, hematita, magnetita, bornita e pirrotita.	1779,3±6,5 - 1777,6±6,3 Ma/ Ar- Ar (Sericitita)	---	Au-Zn-Pb±Cu	---	Miguel-Jr (2011); Assis (2015)
	X1 (Pórfiro)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	1- <i>Intrusion Related</i> ; 2- Orogênico	Suíte Matupá (Biotita granodiorito porfirítico de matriz média a grossa e tonalito porfirítico de matriz afanítica a fina)	1904±4,6 - 1773±5,7 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações de pirita, calcopirita, molibdenita, rutilo e hematita.	1786±4,9 Ma/Re- Os (Molibdenita)	---	Au±Cu	---	Paes de Barros (2007); Assis (2015)
	Pé Quente (Pórfiro)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	<i>Intrusion Related</i>	Suíte Pé Quente (Leucogranito, quartzo-diorito, (quartzo-) monzodiorito, albitito, biotita tonalito, monzogranito e diques aplíticos de sienito a quartzo- sienito)	1901±6,8 - 1979±31 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações de pirita, barita, hematita, rutilo, calcopirita, galena e menores wulfenita, tivanita, monazita e fases ricas em teluretos de Bi.	1787±5,5 Ma/ Re- Os (Pirita)	---	Au±Cu	---	Miguel-Jr (2011); Assis (2015)
	Luizão (Pórfiro)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	<i>Intrusion Related</i>	Granito Novo Mundo (Sienogranito a monzonito)	1970±3 - 1964±1 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações de pirita, calcopirita, rutilo, hematita, esfarelita, galena e traços de monazita, thorita e teluretos de Ag.	1787±6,2 Ma/ Re- Os (Pirita)	---	Au±Cu	---	Paes de Barros (2007); Assis (2015)
	Vinnolinneva (Pórfiro)	Tampere Shist Belt of the Svecofennian Terrain; FINLÂNDIA	---	Dique de tonalito pórfiro em quartzo diorito	---	1- <i>Stockwork</i> de veios de quartzo e disseminações de molibdenita em ambas as litologias; 2- Calcopirita ocorre em Veios de quartzo e disseminações de calcopirita na zona de contato (Brecha)	---	---	Mo-Cu	---	Gaál <i>et al.</i> (1979)
	Susineva (Pórfiro)	Central Finland Granitoid Complex/ FINLÂNDIA	---	Rautio Pluton (Granodiorito porfirítico de matriz fina)	---	1- Veios de quartzo e disseminações de molibdenita, calcopirita, pirrotita e pirita; 2- Agregados de molibdenita na zona de contato entre granodiorito porfirítico e granodiorito equigranular.	---	---	Mo	Subeconômico	Gaál <i>et al.</i> (1979); Nurmi <i>et al.</i> (1986)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Taipale (Pórfiro)	Tampere Shist Belt of the Svecofennian Terrain; FINLÂNDIA	---	Rautio Pluton (Granodiorito porfirítico de matriz média)	---	Vênulas de quartzo e disseminações de molibdenita, calcopirita, esfarelita, pirita e pirrotita.	---	---	Mo	Subeconômico	Gaál <i>et al.</i> (1979)
	Luukkolaasaari (Pórfiro)	Central Finland Granitoid Complex/ FINLÂNDIA	---	Käkövesi Batholith (Diques de granito em relação de corte com granodioritos)	1840 - 1810 Ma	Disseminações e fraturas N-NW com calcopirita, molibdenita, magnetita e pirita.	---	---	Mo-Cu	---	Nurmi (1985); Nurmi <i>et al.</i> (1986)
	Ylöjärvi (Pórfiro)	Tampere Shist Belt of the Svecofennian Terrain/ FINLÂNDIA	---	Hämeenkyrö Plutonc Massif (Quartzo diorito a granodiorito)	1850 Ma/ U-Pb (Zircão)	Quartzo-turmalina brecha com arsenopirita, calcopirita e sheelita.	1850 Ma/ U-Pb (Uraninita)	---	Cu-W	4Mt @ 0,7% Cu; 0,01 % W	Himmi <i>et al.</i> (1979); Gaál <i>et al.</i> (1979)
	Lahmanen (Pórfiro)	Central Finland Granitoid Complex/ FINLÂNDIA	Orogênico	Mäntylä Complex (Diques e corpos lenticulares de granada ortoclasito em relação de corte com hiperstênio granito)	1880 Ma/ U-Pb (Zircão)	Pequenos aglomerados de molibdenita, pirita, pirrotita e calcopirita disseminadas.	---	---	Mo	10 Mt @ 0,14 % Mo (Maior ocorrência)	Nurmi (1985); Nironen <i>et al.</i> (1992)
	Bigode (Intermediate- sulfidation)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	---	Suíte Granodiorítica União (Biotita-hornblenda granodiorito)	1853±23 Ma/ U-Pb (Zircão)	Veios de quartzo com pirita, esfarelita, galena, hematita, calcopirita e magnetita.	---	---	Au-Zn-Pb±Cu	---	Paes de Barros (2007); Assis (2008)
	Serrinha (Pórfiro)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	Intrusion Related	Suíte Matupá (Biotita granito a monzogranito)	1872±12 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações de oirita, calcopirita, esfarelita, pirrotita, cubanita e galeta.	---	---	Au±Cu	---	Moura <i>et al.</i> (2006); Moura (1998).
	Vaikkijaur (Pórfiro)	Luleå—Jokkmokk zone in the Fennoscadian Shield; SUÉCIA	---	Jokkmokk granitoid (Granodiorito)	1882±19 Ma/ U-Pb (Zircão)	Vênulas e disseminações de calcopirita, pirita, molibdenita, magnetita, pirrotita e esfarelita. Ouro ocorre como grãos livres na matriz silicática, em contato com sulfetos ou inclusa em calcopirita.	> 1782±11 Ma/ U- Pb (Titanita)	Anfibolito	Cu-Au-(Mo)	---	Lundmark (2003)
	Tallberg (Pórfiro)	Fennoscandian Shield; SUÉCIA	-	Jörn granitoid (Quartzo feldspato pórfiro)	1886⁺¹⁵ Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações e stockworks de veios de quartzo com calcopirita, pirita, molibdenita, esfarelita e magnetita.	---	---	Cu-Au	44 Mt @ 0,27% Cu; 0,2 g/t Au	Weihed <i>et al.</i> (1991); Weihed (2001)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Aitik (Pórfiro/ IOCG)	Norrbottn Fe-Cu-Au Province in the Fennoscadian Shield; SUÉCIA	1- Origem sedimentar singenética; 2- Origem unicamente magmática; 3- mineralização associada a quartzo monzodiorito pórfiro sin- tectônico e hospedada em zona de cisalhamento.	Haparanda Suite (Quartzo monzodiorito pórfiro) / Biotita xistos e gnaisses com granada e Quartzo-muscovita xisto.	1887±8 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações, vênulas e <i>stockworks</i> de veios de quartzo com calcopirita, pirita, magnetita e, menores, pirrotita, bornita e molibdenita.	1890 – 1730 Ma/ Re-Os (Molibdenita) e U- Pb (Titanita)	Anfibolito alto	Cu-Au-Ag-(Mo)	244 Mt @ 0,37% Cu; 0,2 g/t Au e 3 g/t Ag	Sundblad (2003); Wanhainen <i>et al.</i> (2005)
	Kutemajärvi (<i>High-sulfidation</i>)	Tampere Shist Belt of the Svecofennian Terrain; FINLÂNDIA	---	Metavulcânicas intermediárias	1890 Ma/ U-Pb (Zircão)	Veios de quartzo com ouro nativo e cavalerita, além de disseminações dadas principalmente por pirita.	---	Anfibolito baixo	Au	0,36 Mt @ 7 g/t Au	Poutiainen <i>et al.</i> (1996)
	Kopsa (Pórfiro/ Orogênico)	Raahe-Haapajärvi District of the Svecofennian Terrain; FINLÂNDIA	<i>Intrusion Related</i>	Tonalito pórfiro	1900 - 1800 Ma	<i>Stockworks</i> de veios de quartzo com ouro nativo e sulfetos contendo ouro, bem como disseminações de sulfetos (arsenopirita, calcopirita, pirrotita, lonligita, cubanita e pirita)	---	Anfibolito baixo - médio	Cu-Au	25 Mt @ 0,57 g/t Au; 0,18% Cu	Gaál <i>et al.</i> (1979); Eilu <i>et al.</i> (2003)
	Tienapää (Pórfiro)	Central Finland Granitoid Complex/ FINLÂNDIA	---	Svecokarelian Complex (Tonalito pórfiro)	1900 - 1850 Ma	<i>Stockworks</i> e disseminações de calcopirita, pirita, bornita e pirrotita.	---	---	Cu	---	Nironen <i>et al.</i> (1984); Nurmi (1985)
	Haib River (Pórfiro)	Richtersveld subprovince of the Namaqua-Natal Province; NAMÍBIA	---	Vioolsdrif Intrusive Suite (Quartzo feldspato pórfiro)	1900±30 - 1730±30 Ma/ Rb-Sr	1- Disseminações, vênulas e brechas hidrotermais de pirita, calcopirita, molibdenita e, menos abundante, bornita, digenita, calcocita e covelita. 2- Veios de quartzo com molibdenita.	---	---	Cu-Mo	600 Mt @ 0,3% Cu	Barr <i>et al.</i> (1992, 1993)
	Lorelei (Pórfiro)	Richtersveld subprovince of the Namaqua-Natal Province; NAMÍBIA	---	Vioolsdrif Intrusive Suite (Quartzo feldspato pórfiro)	1960 Ma	---	---	Xisto verde	Cu-Mo	---	McCandless <i>et al.</i> (1993)
	Samba (Pórfiro)	Zambian Province; ZÂMBIA	1- Epitermal de alta sulfetação; 2- Orogênico	Lufubu Metamorphic Complex (Quartzo-sericita pórfiro; quartzo-sericita-biotita xisto; biotita-clorita xisto)	1964±12 Ma/ U-Pb (Zircão)	Disseminações, <i>strings</i> e vênulas de calcopirita e bornita.	---	Xisto verde	Cu-(Ag)	50 Mt @ 0,5% Cu	Wakefield (1978); Rainaud <i>et al.</i> (2005)
	Luiz (<i>Intermediate- sulfidation</i>)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	---	(Biotita granodiorito e feldspato pórfiro)	1974±5,9 - 1962±8,4 Ma/ U-Pb (Zircão)	Veios de quartzo com pirita, esfarelita, galena, calcopirita e menores bornita, apatita, rutilo e fases de Te-Bi.	---	---	Au-Zn-Pb±Cu	---	Trevisan (2015)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Pezão (<i>Low-sulfidation</i>)	Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), Cráton Amazônico; BRASIL	1- <i>Intrusion Related</i> ; 2- Orogênico	(Sienogranito)	1987±4,2 Ma / U-Pb (Zircão)	Veios de quartzo com pirita, calcopirita e menores galena, esfarelita, barita, monazita, xenotímia, fases Te-Bi, rutilo, hessita, sulfetos de Pb-Bi e bismuto.	---	---	Au±Cu	---	Trevisan (2015)
	Dienemera, Gongondy (<i>Gaoua District</i>) (Pórfiro/ Orogênico)	Boromo-Goren Greenstone Belt of the West African Craton; BURKINA FASO	Orogênico	Diorito e andesitos	2185,3±12 Ma / U-Pb (Zircão)	Brechas com cavidades preenchidas por calcopirita e, menos abundante, bornita, pirita, molibdenita, tetraedrita e barita, além de <i>stockwork</i> de veios de mesma composição.	2165±24 Ma / Re-Os (Pirita)	Xisto verde	Cu-Au	304 Mt@ 0,30% Cu; 0,34 g/t Au	Le Mignot <i>et al.</i> (2017)
	Tongkuangyu (Pórfiro)	Shanxi Province; CHINA	---	Metaquartzo pórfiro, metaquartzo monzonito porfiro e metaquartzo tufo de cristal.	~ 2300 Ma	Vênulas e disseminações de calcopirita fina e, menos abundante, pirita, molibdenita, bornita e calcocita.	---	Xisto verde baixo - Anfibolito	Cu-Ag-Au	380 Mt @ 0,67% Cu	Weixing <i>et al.</i> (1987)
	Malanjkhand (Pórfiro)	1- Sausar mobile belt; 2- Sakoli fold belt e 3- Kotri-Dongargarh belt; ÍNDIA	Orogênico	1- Amgaon Gneiss Complex (Quartzo sericita xisto); 2- Veios de quartzo (Zona de contato com andesitos); 3- Malanjkhand Batholith (Granitóides e microgranitóides)	2478±9 Ma - 2477±10 Ma / U-Pb (Zircão)	1- <i>Stockwork</i> de quartzo, Fk, biotita com calcopirita, pirita, molibdeita, magnetita; 2- Mega veios paralelos a zona de cis. N-S com calcopirita, pirita, molibdenita, magnetita e traços de esfarelita. Disseminações de calcopirita, molibdenita, pirita e magnetita.	2490±9 Ma; ~2475 - ~2450 Ma / Re-Os (Molibdenita)	Xisto verde - Granulito	Cu-Mo-Au	470 Mt @ 0,9% Cu; 0,14 g/t Au; 3,5 g/t Ag; 0,025% Mo	Stein <i>et al.</i> (2004)
Arqueano	Setting Net Lake (Pórfiro)	Superior Craton/ CANADÁ	---	Granodiorito porfirítico a quartzo monzonito porfirítico	2643 Ma / U-Pb (Zircão)	Vênulas de quartzo com molibdenita.	---	---	Mo	Subeconômico	Ayres <i>et al.</i> (1982); Nunes <i>et al.</i> (1982)
	Hollinger-McIntyre-Coniaurum (Epitermal/ Orogênico)	Abitibi Greenstone Belt Subprovince of the Superior Craton; CANADÁ	Pórfiro	Diques de albitito	2672,8±1,1 Ma / U-Pb (Zircão)	1- Mineralização pervasiva de Cu-Au-Ag-Mo 2- Veios de quartzo e carbonato com Au.	2672±10 Ma / Re-Os (Molibdenita)	Xisto verde baixo - médio.	Cu-Au-Ag-Mo	10 Mt @ 0,67% Cu; 0,6 ppm Au; 2,9 ppm Ag; 0,05 % Mo	Bateman <i>et al.</i> (2008)
	Don Rouyn (Pórfiro)	Abitibi Greenstone Belt Subprovince of the Superior Craton; CANADÁ	---	Powel Pluton (Trondhjemitico e, menores, tonalito a granodiorito)	2700 Ma / U-Pb (Zircão)	Disseminações, fraturas e veios de quartzo e carbonato com pirita, calcopirita, bornita e molibdenita.	---	Anfibolito	Cu-Au	36 Mt @ 0,15 % Cu	Goldie <i>et al.</i> (1979); Jébrak (1997)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Boddington (Pórfiro/ <i>Intrusion Related</i>)	Saddleback Greentone Belt of the Yilgarn Craton; AUSTRÁLIA	1- Depósito tipo pórfiro Arqueano, deformado e metamorfizado; 2- Depósito hospedado em zona de cisalhamento pós pico metamórfico.	Diorito, andesito	2714 - 2696 Ma	1- Veios de quartzo, albita, molibdenita, clinozoisita e calcopirita. 2- Veios de quartzo, albita, molibdenita, muscovita, biotita, fluorita, clinozoisita e calcopirita; veios de clinozoisita, sulfetos, quartzo e biotita; veios de actinolita, sulfetos e quartzo, de carbonato, clorita e sulfetos, e de sulfetos.	2707±17 Ma; 2625 Ma/ Re-Os (Molibdenita)	Xisto verde alto – Anfibolito	Au-Cu	247 Mt @ 0,71 g/t Au; 0,09% Cu	Allibone <i>et al.</i> (1998); McCuaig <i>et al.</i> (2001); Stein <i>et al.</i> (2001)
	Clark Lake (Pórfiro)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	Orogênico	Chibougamau Pluton (Apófises de tonalito pórfirítico). A mineralização ocorre telescopada para zona de cisalhamento dúctil dentro de anortositos do Complexo Doré Lake.	2718±2 Ma/ U-Pb (Zircão)	Fraturas e vênulas de quartzo-pirita (zona periférica), quartzo- pirita+calcopirita (zona interm.) e quartzo- molibdenita (zona central).	---	Xisto verde	Cu-Mo	---	Pilote <i>et al.</i> (1995); Mathieu & Raciocot (2019)
	Chib kayrand (Pórfiro)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	---	Chibougamau Pluton (Dique de feldspato pórfiro)	2718±2 Ma/ U-Pb (Zircão)	Stockworks e vênulas de quartzo com calcopirita, pirita e pirrotita, além de traços de esfarelita e ouro.	---	Xisto verde	Cu-Au	---	Pilote <i>et al.</i> (1995); Mathieu <i>et al.</i> (2019)
	Copper Rand (Epitermal)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	1- Mineralização associada a intrusão sin-vulcânica; 2- Remobilização sin- tectônica; 3- Remobilização tard- Proterozoica	Chibougamau Pluton (Diques de diorito a quartzo-feldspato pórfiro) associados a zona de cisalhamento no contato entre anortositos e gabros do Complexo Doré Lake.	2718±2 Ma/ U-Pb (Zircão)	1- Veios de quartzo com pirita, calcopirita, pirrotita, esfarelita, galena; 2- Veios de carbonato com magnetita, quartzo, pirita e calcopirita.	---	Xisto verde	Au-Cu-Ag	---	Magnan <i>et al.</i> (1995); Mathieu <i>et al.</i> (2019)
	Berrigan (North Zone) (Epitermal)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	---	Sills de peridotito e dunito do Complexo Cummings	2717±1 Ma	Vênulas e brechas com esfarelita, pirrotita, galena, arsenopirita, calcopirita e, localmente, pirita.	~2720 Ma/ Pb-Pb (Galena)	Xisto verde baixo	Au-Ag-Cu-Pb- Zn	Subeconômico	Pilote <i>et al.</i> (1995); Mathieu <i>et al.</i> (2019)
	Devlin (Pórfiro)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	---	Chibougamau Pluton (Leucotonalito)	2718±2 Ma/ U-Pb (Zircão)	Trama de vênulas de quartzo subverticais com calcopirita e pirita, além de fraca disseminação nas rochas encaixantes.	---	Xisto verde baixo	Cu	---	Pilote (1995a); Mathieu <i>et al.</i> (2019)

ERA/ PERÍODO	DEPÓSITO E MODELO GENÉTICO	CONTEXTO GEOLÓGICO E PAÍS DE OCORRÊNCIA	OUTRAS INTERPRETAÇÕES	ROCHA HOSPEDEIRA	IDADE E METODOLOGIA	MINERALIZAÇÃO	IDADE E METODOLOGIA	METAMORFISMO (Facies)	ASSOCIAÇÃO METÁLICA	TONELAGEM	REFERÊNCIAS
	Queylius (Brecha)	Abitibi Greenstone Belt of the Canadian Shield in the southern part of the Superior Craton; CANADÁ	---	Chibougamau Pluton (Tonalito equigranular)	2718±2 Ma/ U-Pb (Zircão)	1- <i>Stockwork</i> de vênulas de quartzo, pirita, calcopirita e magnetita; 2- Disseminações de pirita; 3- Zonas oxidadas com pirita e magnetita.	---	Xisto verde	Cu	---	Pilote (1995b); Mathieu <i>et al.</i> (2019)
	Beidelman Bay (Pórfiro)	Wabigoon Subprovince of the Superior Craton; CANADÁ	---	Brecha ígnea e hidrotermal e plagioclásio quartzo - quartzo plagioclásio pórfiro.	~2720 Ma/ U-Pb (Zircão)	Vênulas de quartzo, calcopirita e pirrotita, <i>stockwork</i> de veios de quartzo e molibdenita além de, menos abundante, disseminações de calcopirita, pirrotita, magnetita, pirita, esfarelita e bornita.	---	---	Cu-Mo	Subeconômico	Galley <i>et al.</i> (2000)
	Lac Troilus (Pórfiro)	Opatca Subprovince of the Superior Craton; CANADÁ	Orogênico	Metadiorito	2791±1,6 Ma/ U-Pb (Zircões)	1- Disseminações de calcopirita, pirita e pirrotita; 2- Vênulas de quartzo contendo Au.	---	Xisto verde alto – Anfibolito	Cu-Au-(Ag)	50,8 Mt @ 1,08 g/t Au; 0,11 % Cu; 1,4 g/t Ag	Fraser (1993); Goodman <i>et al.</i> (2005)
	Gobbos (Pórfiro)	Pilbara Craton; AUSTRÁLIA	---	Biotita granodiorito	3313±4 Ma	<i>Stockworks</i> de veios de quartzo e carbonato com calcopirita, molibdenita, além de variáveis pirita, sheelita e galena.	---	---	Cu-Mo	---	Huston <i>et al.</i> (2007)
	Copping Gap ou Spinifex Ridge (Pórfiro)	Pilbara Craton; AUSTRÁLIA	---	Copping Gap Granodiorite (Microgranodiorito porfirítico)	3314±13 Ma/ U-Pb (Zircão)	<i>Stockworks</i> de quartzo e de quartzo e carbonato com proporções variáveis de molibdenita, calcopirita, pirita, pirrotita, sheelita e, como menores a traços, esfarelita, galena, arsenopirita, tetraedrita, stibinita e cobre nativo.	3298±11 - 3284±11 Ma/ Re-Os (Molibdenita)	---	Mo-Cu (Ag-W)	500 Mt @0,06% Mo; 0,09% Cu; 1,7 g/t Ag	Huston <i>et al.</i> (2007); Stein <i>et al.</i> (2007)

3.2. Contexto geológico regional

3.2.1. O Orógeno Brasília

O Orógeno Brasília, região central do Brasil, é um dos mais completos e complexos orógenos neoproterozoicos do Gondwana Ocidental. Resulta da convergência entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema, além de blocos alóctones menores (Fig. 3.2A). Sua evolução deu-se através de um longo período (900 – 600 Ma) envolvendo mecanismos de subducção, magmatismo, acreção de terrenos e consumo de litosfera oceânica. Segundo Pimentel (2016), o consumo total da litosfera oceânica e a consequente colisão entre continentes são retratados pelas idades de metamorfismo do chamado núcleo metamórfico deste sistema, o Complexo Anápolis-Itauçu, entre 650 e 630 Ma.

Devido ao elevado grau de preservação, no Orógeno Brasília são reconhecidos desde pacotes espessos de depósitos sedimentares de margem passiva, sedimentos marinhos profundos jovens associados a rochas vulcânicas e a mélanges ofiolíticas, rochas cálcio-alcalinas vulcânicas e intrusivas de arco de ilhas, até granitos colisionais tipo-S. De leste para oeste, o grau metamórfico varia de não existente ou de baixo grau, próximo ao limite com o Cráton São Francisco, à facies anfíbolito alto, culminando em granulito, no Complexo Anápolis-Itauçu, reduzindo novamente para as facies anfíbolito e xisto verde no domínio do Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.*, 2017) (Fig. 3.2B).

Quanto ao regime tectônico e estruturas correlatas, o Orógeno Brasília é interpretado como um cinturão de dobras e escamas de empurrão que convergiram em direção ao Cráton São Francisco sendo subdividido em três segmentos ou domínios com orientações distintas (Fuck *et al.*, 2017). O segmento norte possui direção preferencial NE e vergência para leste. A porção central do orógeno, imediatamente ao sul da Sintaxe dos Pirineus (Ferreira Filho *et al.*, 2000), possui direção preferencial NW-SE e vergência para ESE. Mais ao sul, onde o orógeno envolve a extremidade do cráton, a vergência é principalmente para leste (Fig. 3.2B). Ainda segundo Fuck *et al.* (2017), a partir do reconhecimento de distintas associações petrotectônicas, o segmento norte do Orógeno Brasília é subdividido, de leste para oeste, em zonas cratônica, externa e interna. Do mesmo modo, levando em conta estilo estrutural, grau metamórfico e conteúdo litoestratigráfico, Valeriano (2017) subdivide o segmento sul em zona cratônica, faixa metamórfica externa de dobras e escamas de empurrão e complexo de *nappes* superior (Fig. 3.2B).

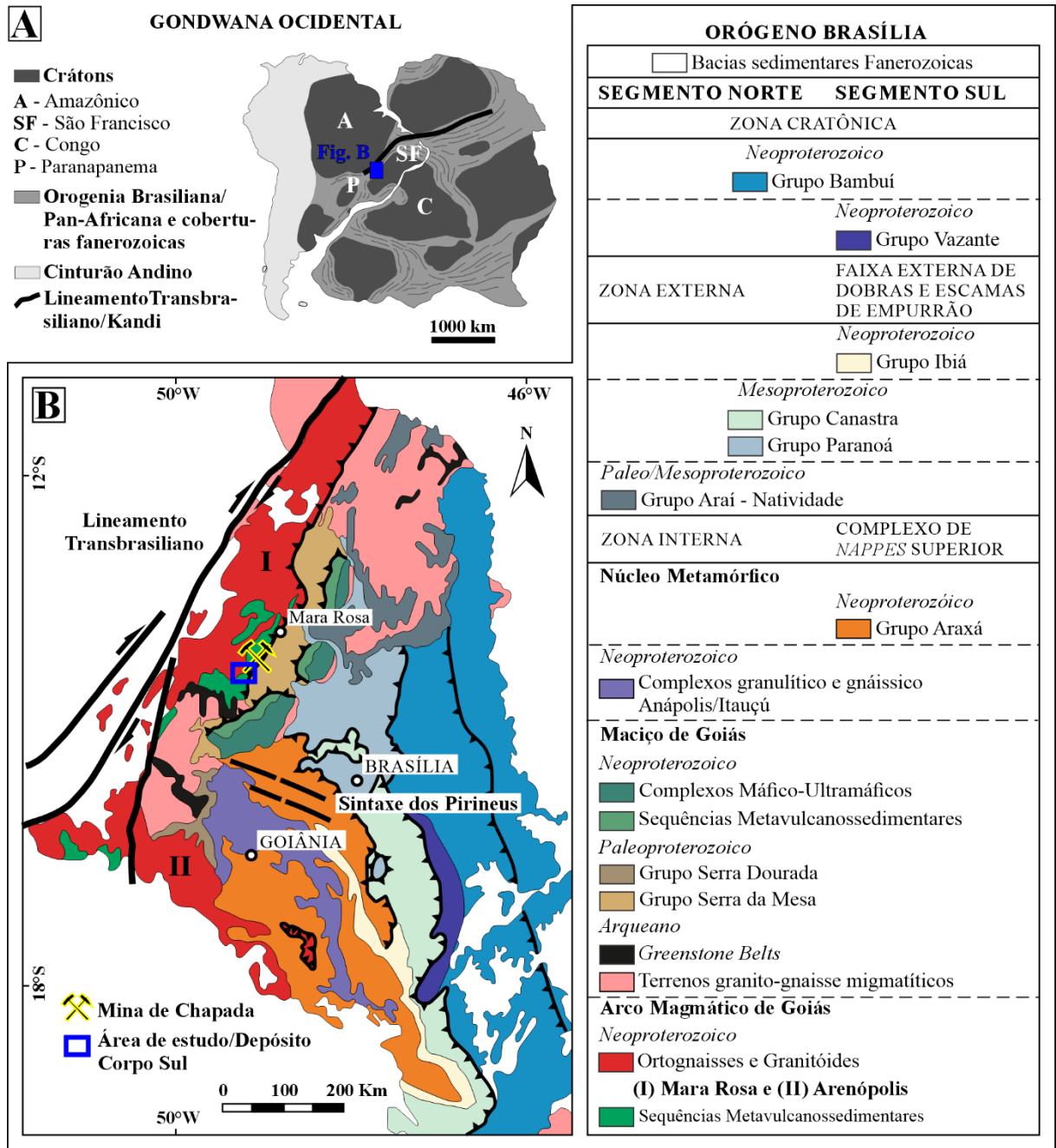


Fig. 3.2. (A) Reconstrução do Gondwana Ocidental que mostra o período pré- deriva entre os continentes Sul-Americano e Africano. Em azul (retângulo), localização aproximada do Orógeno Brasília (Modificado de Oriolo *et al.*, 2017); (B) Compartimentação tectônica e geologia do Orógeno Brasília com a localização da mina de Chapada e da área de estudo (retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, extremo sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa (I) (Modificado de Fuck *et al.*, 2017).

3.2.1.1. O Segmento Norte do Orógeno Brasília

A zona cratônica do segmento norte do Orógeno Brasília abrange os estratos neoproterozoicos da Bacia do São Francisco. As exposições correspondem aos depósitos gla-

ciogênicos da Formação Jequitai (não diferenciada em mapa), caracterizada principalmente por diamictitos (Walde 1976; Uhlein *et al.*, 1999, 2011), e aos ciclos transgressivos/regressivos da sucessão estratigráfica do Grupo Bambuí, representados por rochas pelíticas e carbonáticas (Dardenne *et al.*, 1978) (Fig. 3.2B). Dois subdomínios tectônicos são reconhecidos sendo um oriental, no qual as unidades apresentam-se indeformadas e correspondem a porção central da bacia, e um desenvolvido ao longo da margem oeste do cráton, caracterizado por faixa de dobras e escamas de empurrão de pele fina, associado a bacia de antepaís (Fuck *et al.*, 2017).

A zona externa, uma faixa de dobramentos e escamas de empurrão de pele grossa, além de rochas do embasamento envolve rochas sedimentares e vulcânicas. Estas incluem a megasequência tipo *rift-sag* paleo- mesoproterozoica, representada pelos grupos Araí e Natividade, e a megasequência de margem passiva mesoproterozoica superior, envolvendo os grupos Paranoá e Canastra, ambas submetidas a condições de metamorfismo em facies xisto verde. O Grupo Araí, envolve desde uma sequência de rochas sedimentares continentais com vulcânicas associadas, rochas sedimentares continentais e marinhas associadas, até rochas carbonáticas e siliciclásticas (Alvarenga *et al.*, 2007; Marques 2010; Tanizaki *et al.*, 2015). O Grupo Natividade (não diferenciado em mapa) inicialmente foi considerado correlato ao Grupo Araí (Marini *et al.*, 1984; Gorayeb *et al.*, 1988) e compreende uma sucessão basal de metadolomitos, quartzitos e metaconglomerados, seguida de camadas e lentes de metacalcário, metassilito e quartzito. O Grupo Paranoá, que no segmento norte encobre quase totalmente o Grupo Canastra (Alvarenga *et al.*, 2012), inclui cinco sequências que consistem em um conglomerado basal, seguido por metassilitos, metarritmitos e quartzitos, com metadolomitos e calcários estromatolíticos subordinados (Fig. 3.2B).

A zona interna, por sua vez, incorpora três terrenos bastante distintos: o núcleo metamórfico do orógeno, o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. O primeiro abrange as rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Araxá, a leste, e o Complexo Anápolis-Itauçu (núcleo metamórfico propriamente dito), definido por orto-, paragranulitos e assembleias locais de altíssima temperatura, a oeste (Moraes *et al.*, 2007; Baldwin *et al.*, 2005; Baldwin *et al.*, 2008) (Fig. 3.2B). O segundo, considerado um terreno alóctone, compreende típicos terrenos TTG-*Greenstones* arqueanos que, segundo Jost *et al.* (2010), ocorrem encobertos pelas rochas paleoproterozoicas pertencentes aos grupos Serra da Mesa e Serra Dourada. São representados por tonalitos, granodioritos e granitos gnaisses metamorfisados em facies anfibolito, entremeados pelas rochas do *greenstone*. Este, por sua vez, é caracterizado por komatiitos seguidos de metabasaltos e sequência clástica com filitos carbonosos e margas, metamorfisados em facies xisto verde alto a anfibolito que, a leste, se justapõem as sequencias

metavulcanossedimentares mesoproterozoicas e complexos grabro-anortositos associados, bem como aos complexos acamadados máfico-ultramáficos neoproterozoicos Canabrava, Niquelândia e Barro Alto (Jost *et al.*, 1991) (Fig. 3.2B). Por fim, o Arco Magmático de Goiás compreende os arcos de Mara Rosa e Arenópolis e estão localizados a norte e a sul do Maciço de Goiás, respectivamente. Ambos são caracterizados por ortognaisses de composição diorítica a tonalítica e sequências de rochas metavulcanossedimentares neoproterozoicas apresentando assembleias de metamorfismo de facies xisto verde alto a anfíbolito (Pimentel *et al.*, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005) (Fig. 3.2B).

3.2.2. O Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005) representa um expressivo episódio de acreção crustal durante a formação do supercontinente Gondwana. Ocupando a porção mais ocidental do Orógeno Brasília, o arco se estende por cerca de 1000km na direção NNE pelo oeste de Goiás, desde a região de Arenópolis e Bom Jardim de Goiás, passando por Porangatu-Mara Rosa, indo até Tocantins. Seus limites norte e sul, assim como os do Orógeno Brasília no geral, são marcados pelas coberturas sedimentares paleo- mesozoicas das bacias do Paraná e Parnaíba, respectivamente (Fig. 3.2B).

A partir dos terrenos arqueanos do Maciço de Goiás, o arco é separado em dois setores. O setor a norte do maciço é conhecido como Arco Magmático de Mara Rosa (I) e o setor a sul deste, como Arco Magmático de Arenópolis (II) (Fig. 3.2B). Em ambos, a evolução inicial deu-se em arcos de ilhas intra-oceânicos com a colocação de rochas vulcânicas primitivas de afinidade toleítica a cálcio-alcálica, bem como tonalitos-granodioritos-granitos associados, datados em cerca de 890 a 860 Ma (Pimentel *et al.*, 1992). Tais rochas apresentam valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (entre +0.37 e +6.0) e idades modelo T_{DM} entre 0,8 e 1,0 Ga (Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1997, 2000). Adicionalmente, para Pimentel *et al.* (1991, 1997), dados geoquímicos e isotópicos sugerem que alguns desses magmas originais são similares aos adakitos modernos.

Um segundo evento magmático no arco, entre 790 e 786 Ma, é considerado por Laux *et al.* (2005), sendo representado por metagranitóides peraluminosos reconhecidos apenas na parte oriental do Arco Magmático de Arenópolis. Os valores $\epsilon_{Nd}(t)$ variam de -1,8 a +3,6 e as idades modelo T_{DM} estão entre 1,46 e 1,1 Ga. O evento mais recente, representado por gnaisses metaluminosos (*e.g.* Mantrixã, Turvânia, Palminópolis e Firminópolis), é comum aos dois

setores e ocorreu entre 669 e 630 Ma (Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.*, 2004, 2005). Os valores $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, por sua vez, variam muito e as idades modelo T_{DM} estão entre 1,0 a 2,0 Ga, sugerindo o envolvimento de crosta continental antiga, provavelmente em um ambiente de arco continental (Fuck *et al.*, 2017).

Intrusões tardi- a pós-tectônicas com idades entre 630 e 540 Ma também são comuns aos dois setores do arco (Laux *et al.*, 2005). No Arco Magmático de Arenópolis elas são representadas principalmente por granitos tipo-A metaluminosos, cálcio-alcalinos de alto K a alcalinos que ocorrem associados a pequenos corpos gabro-dioríticos. No Arco Magmático de Mara Rosa, granitos peraluminosos também são reconhecidos (*e.g.* Faina e Amador).

3.2.2.1. O Arco Magmático de Mara Rosa

O Arco Magmático de Mara Rosa compreende limites principalmente tectônicos. O limite sul é dado pela zona de cisalhamento Mandinópolis que sobrepõem as rochas do arco aos terrenos TTG arqueanos e *greenstones*. A leste, ao longo do sistema de falhas Rio dos Bois, as rochas da região de Mara Rosa são colocadas sobre as do Grupo Serra da Mesa e seu embasamento, bem como as da Sequência Metavulcanossedimentar Paleoproterozoica Campinorte. A oeste, o Lineamento Transbrasiliiano une as rochas do arco e do complexo arqueano Serra Azul aos ortognaisses félsicos e intrusões máficas do terreno Porto Nacional- Porangatu. A norte, no estado do Tocantins, as rochas do arco são encobertas pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba (Fuck *et al.*, 2017) (Fig. 3.3).

As principais características litológicas do setor norte do Arco Magmático de Goiás foram inicialmente descritas nas proximidades da cidade homônima, Mara Rosa, por Arantes *et al.* (1991). Segundo esses autores, as rochas das unidades supracrustais integram três faixas de direção NNE referidas como Leste, Central e Oeste, entre as quais, ocorrem ortognaisses de composição diorítica a tonalítica. Ambas as unidades, supracrustais e ortognaisses, ocorrem metamorfisadas em condições de fácies xisto verde alto a anfíbolito e são cortadas por dioritos e granitos tardi- a pós-tectônicos (Fig. 3.3).

Uma nova nomenclatura para as unidades supracrustais do arco, baseada na contemporaneidade e proximidade de associações litológicas com características magmáticas ou sedimentares similares, foi proposta por Oliveira *et al.* (2006). As faixas Leste, Central e Oeste, seriam parte da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, caracterizada pelas subunidades Metavulcanossedimentar, Metavulcânicas Básicas e Metassedimentar. Posteriormente (*e.g.*, Oliveira *et al.*, 2015), apenas as faixas Leste e Central são consideradas

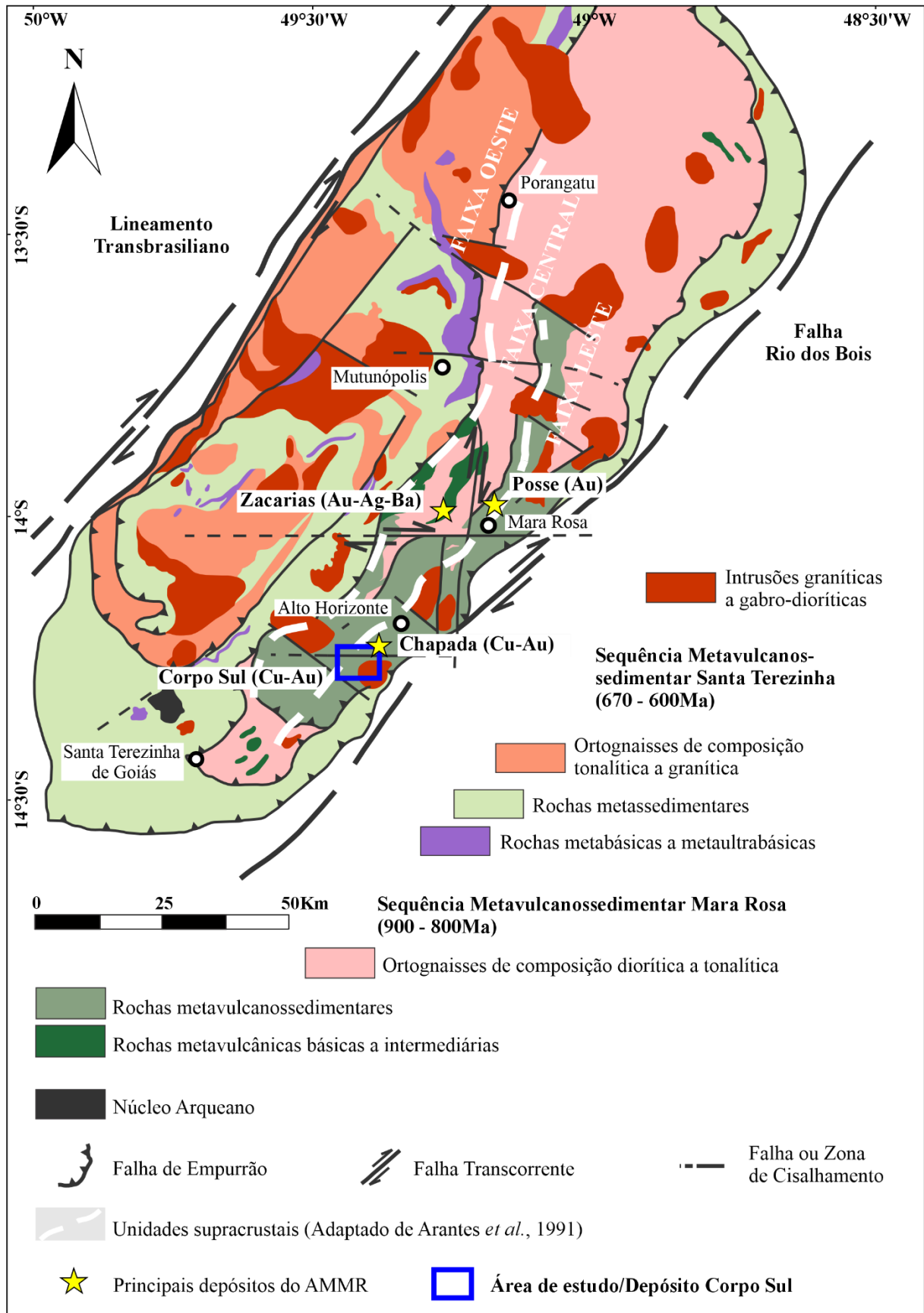


Fig. 3.3. Mapa geológico-estrutural do Arco Magmático de Mara Rosa (AMMR) com a localização dos

principais depósitos associados, bem como a área de estudo (Retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, adjacente ao depósito/mina de Chapada (Modificado de Oliveira *et al.*, 2015).

parte da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa correspondendo, nesta ordem, às subunidades Metavulcanossedimentar e Metavulcânicas Básicas. A Faixa Oeste correspondente à Subunidade Metassedimentar, passa a ser compreendida como parte da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (Fig. 3.3).

De modo geral, a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa inclui metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvacas finas a médias, metacherts, gonditos, formações ferríferas, além de rochas metassedimentares psamopelíticas (Oliveira *et al.*, 2006). Metabasaltos, uma das litologias mais comuns da sequência, na Faixa Leste, ou Subunidade Metavulcanossedimentar, correspondem a granada anfíbolitos de carácter cálcio-alcálico a toleítico, similares aos basaltos de arco de ilhas (Palermo, 1996a; Junges, 1998). Diopsídio e epidoto anfíbolitos, por sua vez, ocorrem principalmente na Faixa Central ou Subunidade Metavulcânicas Básicas. Possuem carácter sobretudo toleítico e feições MORB que, segundo Kuyumjian, (1994a, b), indicam origem a partir de um ambiente de *back-arc*.

Pequenos corpos de granitoides deformados/alongados também são litologias comuns da sequência. Anteriormente mapeados como camadas de metavulcânicas, foram reinterpretados como rochas de origem plutônica (Palermo, 1996a; Junges, 1998). Composicionalmente, compreendem dioritos, granodioritos e granitos cálcio-alcálicos comparáveis aos granitoides tipo-M de arcos de ilhas imaturos. Idades U-Pb em zircão de corpo granítico alongado mostram cristalização aproximada de 860 Ma. As rochas das unidades de ortognaisses, propriamente identificados, compreendem dioritos a tonalitos de carácter cálcico a cálcio-alcálico, derivados do manto. Amostra de ortogneisse de composição tonalítica forneceu idade U-Pb em zircões de 856^{+13}_{-7} (Pimentel *et al.*, 1997) (Fig. 3.3).

A Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, originalmente proposta por Souza *et al.* (1984), compreende uma grande estrutura arqueada com concavidade voltada para N-NE. A porção oeste desta, composta principalmente por rochas metassedimentares, inclui mica xistos feldspáticos, quartzitos e muscovita xistos. Em sua continuidade a norte, formações ferríferas bandadas, anfíbolitos e biotita gnaisses de origem vulcânica são predominantes. As porções sul e leste compreendem uma unidade dada por anfíbolitos e metandesitos e outra por muscovita clorita xistos (Fuck *et al.*, 2006). Por fim, compondo o centro da estrutura,

predominam muscovita quartzitos que ocorrem sobrepostos a biotita gnaisses de idade provavelmente arqueana (D'el-Rey Silva *et al.*, 2002) (Fig. 3.3).

Datações U-Pb em zircão de amostras de metavulcânica intermediária a ácida, das proximidades da cidade de Santa Terezinha, forneceram as idades 670 ± 4 e 666 ± 8 Ma. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} , por seu lado, variam de 0,8 a 1,19 Ga e valores $\epsilon_{Nd}(t)$ estão entre 0 e +5 (Fuck *et al.*, 2006). Quanto as rochas metassedimentares, idade modelo T_{DM} possui uma faixa de 0,95 a 2,42 Ga.

Valores $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos, entre -5,3 e -15,1, são mais comuns em muscovita xistos e mica xistos feldspáticos da porção oeste da sequência. Valores positivos, entre +1,7 e +3,5, foram obtidos a partir de lascas tectônicas com frequentes intercalações de rochas metavulcânicas. Tais idades indicam tanto a contribuição de fonte mais antiga, paleoproterozoica a arqueana, quanto sedimentos provenientes do próprio arco neoproterozoico para a composição da bacia precursora (Fuck *et al.*, 2006).

Os ortognaisses associados a Sequência Metavucanossedimentar Santa Terezinha possuem área de exposição que vai do núcleo da estruturação arqueada até a extensão N-NE desta. A porção sul inclui principalmente biotita-hornblenda gnaisses de composição tonalítica com pequenos corpos de gabro/diorito e piroxenito associados, além de estreita faixa de biotita gnaisses de composição quartzo monzonítica a granítica. A porção norte compreende corpo de biotita-hornblenda gnaisses de composição tonalítica cercado por biotita-muscovita gnaisses, granada-muscovita gnaisses e augen gnaisses de composição granodiorítica a granítica (Fuck *et al.*, 2006).

Datações U-Pb em zircões de metagranodiorito e biotita-hornblenda gnaisses das proximidades da cidade de Santa Terezinha forneceram idades de 648 ± 5 e 633 ± 7 Ma, respectivamente. Amostra de granito associado a zona de cisalhamento, por sua vez, forneceu idade de 611 ± 1 Ma. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} destas rochas variam de 0,78 a 1,19 Ga e valores $\epsilon_{Nd}(t)$ estão entre +0,6 e +3. Por outro lado, idade modelo T_{DM} de amostra de ortognaisse próximo a cidade de Campos Verdes varia de 1,48 a 1,96 Ga e valores $\epsilon_{Nd}(t)$ estão entre -4,3 e -9, indicando também significativa contaminação crustal (Fuck *et al.*, 2006).

As intrusões tardi- a pós-tectônicas do Arco Magmático de Mara Rosa (< 630 Ma) compreendem leucogranitos e dioritos com facies gabroicas locais. Os leucogranitos são granitos a granodioritos, frequentemente a duas micas, de caráter cálcio-alcálico e peraluminoso. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} dos granitos Faina e Amador compreendem as faixas entre 0,97 a 1,05 Ga e 1,2 a 1,3 Ga, respectivamente. Diques leucocráticos que também foram analisados possuem idades modelo de 1,2 e 1,6 Ga, interpretadas como o resultado de

contaminação ou refusão de metassedimentos (Junges *et al.*, 2002). Neste mesmo estudo, amostra de diorito forneceu idade modelo T_{DM} de 1,04 Ga. Análises mais antigas de diorito indeformado, pelo método Rb-Sr, forneceram a idade de 496 ± 160 Ma (Viana *et al.*, 1995).

Idades Sm-Nd em granada de rochas metassedimentares da Faixa Oeste, ou Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, sugerem que dois eventos metamórficos afetaram o Arco Magmático de Mara Rosa. O mais velho, 7,6-7,3 Ga, é caracterizado por condições de P e T elevadas, próximo ao evento de 7,8 Ga identificado em rochas granulíticas do segmento norte do Orógeno Brasília. O mais novo, 600-610 Ma, apresenta relações de P e T mais baixas e coincide com o principal evento de metamorfismo do Orógeno Brasília (Junges *et al.*, 2002).

3.2.2.2. *Depósitos de Au e Cu-Au associados ao Arco Magmático de Mara Rosa.*

Depósitos de ouro e cobre-ouro do Arco Magmático de Mara Rosa vêm sendo investigados, ainda que de forma descontínua, desde meados dos anos 1970 por diversas empresas de mineração. Para Oliveira *et al.* (2004), as principais associações metálicas presentes no arco compreendem Au (*e.g.*, Posse), Cu-Ag-Ba (*e.g.*, Zacarias) e Cu-Au (*e.g.*, Chapada) (Fig. 3.2). A associação Au-Cu-Bi Mundinho, que também é relacionada ao Arco Magmático de Mara Rosa por esses autores, é hospedada pela sequência metavulcanossedimentar paleoproterozoica Campinorte e, por isso, não será abordada. Por outro lado, associações metálicas distintas às citadas são conhecidas como, por exemplo, a de Au-Ag $\pm$ Pb $\pm$ Zn do depósito Suruca e Au-Ag $\pm$ Cu do prospecto Hidrotermalito Sul, ambas proximais à mina de Chapada.

3.2.2.2.1. *Depósito de Au Posse.*

Localizado na Faixa Leste, ou Subunidade Metavulcanossedimentar da Sequência Mara Rosa, o depósito de Au de Posse inclui uma série de lentes de minério paralelas sigmoidais em échelon com direção N20-30°E/50°NE e mergulho 35-45°SW controladas por zona de cisalhamento N50-70°E (Arantes *et al.*, 1991; Palermo 1996b). Estas lentes ocorrem hospedadas em microclínio gnaisse e são constituídas por magnetita $\pm$ ilmenita e pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ pirrotita com teluretos de ouro e ouro livre, associados principalmente a zonas de silicificação e propilitização (Oliveira *et al.*, 2004).

Interpretações quanto a gênese do depósito de Posse e até mesmo quanto a sua rocha encaixante são controversas. Segundo Arantes *et al.* (1991), o microclínio gnaisse hospedeiro da mineralização corresponde a rocha metavulcânica ácida fortemente alterada por processos

hidrotermais. Deste modo, a mineralização considerada de origem epigenética estaria sobreposta a uma alteração hidrotermal prévia. Palermo *et al.* (2000), por sua vez, interpreta a rocha hospedeira da mineralização como uma intrusão granítica alcalina – tipologia incomum no Arco Magmático de Mara Rosa - metamorfisada e alterada (sericitização e albitização). O evento mineralizante, entretanto, não estaria ligado a colocação do granito, mas a um evento posterior aos picos metamórfico e de deformação, similar ao de depósitos de ouro mesozonais em zonas de cisalhamento, envolvendo a remobilização de metais das rochas encaixantes.

3.2.2.2.2. *Depósito de Cu-Au-Ba Zacarias.* O depósito de Cu-Ag-Ba de Zacarias ocorre associado a lentes de quartzitos concordantes a anfibolitos de origem vulcanoclástica e rochas metassedimentares químicas da Faixa Central, ou Subunidade Metavulcânicas Básicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (Fig. 3.3). A mineralização é caracterizada por conter barita, Ba-muscovita, pirita e concentrações subordinadas de esfalerita, galena, Zn-espinélio, magnetita, freibergita, boulangerita, tetraedrita, bournonita, além de raras molibdenita e covelita. Au pode ocorrer intersticial à grãos de quartzo e barita, tetraedrita e galena, ou incluso em esfalerita, epidoto e/ou quartzo, ou como electro (Oliveira *et al.*, 2004).

De modo geral, há um consenso quanto a gênese do depósito. A sua morfologia, tipos de rochas hospedeiras e encaixantes são compatíveis com concentrações de sulfetos e barita geradas em um ambiente vulcano-exalativo proximal (Arantes *et al.* 1991). Poll (1994), também defende uma origem singenética do tipo VMS, mas sugere formação a partir de caldeira de fundo oceânico em um ambiente de bacia *back arc*.

3.2.2.2.3. *Depósito de Cu-Au Chapada.* A mina de Cu-Au de Chapada, está localizada na Faixa Leste, ou Subunidade Metavulcanossedimentar da Sequência Mara Rosa (Fig. 3.3). Segundo Oliveira *et al.* (2015), a mineralização é caracterizada por calcopirita e pirita disseminadas hospedadas por xistos ricos em biotita e, subordinadamente, por biotita gnaisses, xistos ricos em muscovita e cianita e quartzitos. Do ponto de vista estrutural, o corpo de minério está associado a anticlinal aberto caracterizado por rochas metavulcânicas/metapiroclásticas, metavulcanoclásticas, metassedimentos imaturos e metassedimentos químicos nos flancos e por metadiorito equigranular a porfirítico em sua porção central. Relação de corte tardia entre essas rochas e diorito pouco deformado, bem como diques de pegmatitos N40-60W, também é descrita por esses autores.

Em função, principalmente, de distintas interpretações sugeridas aos protólitos e/ou produtos de alteração hidrotermal das rochas hospedeiras da mineralização, diversos modelos para a gênese da mineralização foram propostos. Para Richardson *et al.* (1986), o depósito possui características similares às aquelas descritas em depósitos tipo pórfiro de Cu-Au, formados em ambiente de arcos de ilhas intra-oceânicos. Tais características incluem a tipologia do minério, dada por sulfetos disseminados, a alta tonelagem do depósito e baixos teores associados, a presença de zoneamento metálico, envolvendo calcopirita, pirita e magnetita, caracterizado por envelope piritoso e núcleo rico em magnetita, geoquímica evidenciando zonas de alteração hidrotermal, enriquecidas em K₂O e empobrecidas em Na₂O e CaO, e composição isotópica de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) em sulfetos (calcopirita e pirita) compatível com fluidos de origem magmática (-0,4 a +0,6‰).

Kuyumjian (1989), por outro lado, sugere um modelo análogo ao de depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico, sobretudo embasado na interpretação dos protólitos/estilos de alteração hidrotermal presentes no depósito. Rochas ricas em epídotos representariam os produtos da interação vulcano-exalativa entre soluções aquosas marinhas aquecidas e rochas vulcânicas intermediárias a máficas, anteriormente à deformação. Magnetita-pirita-quartzo-sericita xistos e rochas mineralizadas contendo estauroлита e gedrita equivaleriam aos produtos metamorfisados de alteração filica e clorítica, respectivamente. Os xistos ricos em microclínio associados à mineralização, por outro lado, corresponderiam aos produtos metamorfisados de alteração potássica. Posteriormente, entretanto, Kuyumjian (2000) também considera plausível uma origem magmática epitermal seguida de remobilização metamórfica para o depósito.

Oliveira *et al.* (2015) retomam a interpretação de um modelo tipo pórfiro de Cu-Au para o depósito, mas sugerem também um segundo evento sin-deformacional que poderia representar tanto uma mineralização de Cu-Au tipo orogênica quanto associada à colocação de corpos graníticos tardios (*intrusion-related*). Para estes autores, as principais características pertinentes a um modelo de mineralização tipo pórfiro de Cu-Au seriam a colocação de suítes intrusivas concomitantes a formação da mineralização, a presença de zoneamento hidrotermal preservado, um sistemático zoneamento metálico (sulfetos/óxidos) que inclui envoltória rica em pirita e núcleo rico em magnetita e calcopirita. Além disso, a calcopirita, principal mineral de minério, ocorre intensamente deformada e recristalizada. Quanto ao segundo evento mineralizante sin-deformacional, as principais evidências seriam a coexistência da mineralização de Cu-Au com assembleias metamórficas retrógradas (biotita-muscovita-epídoto-albita) da facies xisto verde, corpo de minério com geometria tabular concordante à foliação milonítica e/ou falha de baixo ângulo, relacionada ao sistema de falhas Rio dos Bois,

e o intercrescimento lamelar de sulfetos (não deformados e não recristalizados) em biotita e muscovita metamórficas.

Recentemente, porém, Martini (2021) retoma a discussão quanto a gênese do depósito de Chapada associando-o novamente a uma origem vulcanogênica exalativa. Para ele, os mesmos atributos associados ao depósito de Chapada, sobretudo a extensa ocorrência de quartzitos, cianita quartzitos e cianititos ao longo do Arco Magmático de Mara Rosa interpretados como produtos de alteração argílica avançada, que levam a relacioná-lo a uma gênese do tipo pórfiro, também podem conduzir a uma interpretação genética similar à de depósitos VMS. Em sua concepção, tais rochas seriam mais condizentes com um protólito associado a estratigrafia regional do que a produtos hidrotermais mais localizados, como as litocapas epitermais. Quanto a ausência de uma facies maciça característica para a mineralização do depósito de Chapada, o autor se refere a Prince Lyell, Tasmânia, como exemplo de um depósito de Cu-Au ($\pm$ Ag) disseminado e formado a partir de um edifício hidrotermal vulcanogênico.

REFERÊNCIAS

- Allibone A.H., Windh J., Etheridge M.A., Burton D., Anderson G., Edwards P.W., Miller A., Graves C., Fanning C.M., Wysoczanski R. 1998. Timing relationships and structural controls on the location of Au-Cu mineralization at the Boddington gold mine, Western Australia. *Economic Geology*, **93**:245-270.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1–29.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Vieira L.C., Martinho C.T., Guimarães E.M., Santos R.V., Santana R.O., 2012. Estratigrafia da Borda Ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **20**:145–164.
- Alvarenga C.J.S., Giustina M.E.S.D., Silva N.G.C., Santos R.V., Gioia S.M.C.L., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P., 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré- e pós-glaciação Jequitai (Estuartiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:147–155.
- Arantes D., Osborne G.A., Buck P.S., Porto C.G., 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: E.A. Ladeira (ed.) Brazil Gold' 91. *Anais*, p.: 221-229.
- Assis R.R. 2015. Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: idade das mineralizações, geoquímica e fonte dos fluidos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 363 p.
- Assis R.R. 2008. Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 81 p.
- Ayres L.D., Averill S.A., Wolfe W.J., 1982. An Archean Molybdenite Occurrence of Possible Porphyry Type at Setting Net Lake, Northwestern Ontario, Canada. *Economic Geology*, **77**:1105-1119.
- Ballard J.R., Palin J.M., Williams I.S., Campbell I.H., Faunes A., 2001. Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquibambilla copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP. *Geology*, **29**:383–386.

- Barr J.M. & Reid D.L. 1992/93. Hydrothermal alteration at the Haib porphyry copper deposit, Namibia: Stable isotope and fluid inclusion patterns. *Communs geol. Surv. Namibia*, **8**:23-25.
- Bateman R. & Dubé B., 2008. The Timmins-Porcupine Gold Camp, Ontario: Anatomy of an Archean Greenstone Belt and Ontogeny of Gold Mineralization. *Economic Geology*, **103**:1285-1308.
- Bierlein F.P., Potma W., Cernuschi F., Brauhart C., Robinson J., Bargmann C.J., Bullen W., Henriquez J.F., Davies I., Kennedy A., 2020. New Insights into the evolution and age of the Neoproterozoic Jebel Ohier porphyry copper deposit, Red Sea Hills, northeastern Sudan. *Economic Geology*, **115**:1–31.
- Bierlein F. P., McKeag S., Reynolds N., Bargmann C.J., Bullen W., Murphy F.C., Al-Athbah H., Brauhart C., Potma W., Meffre S., Mcknight S., 2016. The Jebel Ohier deposit - a newly discovered porphyry copper-gold system in the Neoproterozoic Arabian-Nubian Shield, Red Sea Hills, NE Sudan. *Mineralium Deposita*, **51**:713-724.
- Brown M., Johnson T. e Gardiner N.J., 2020. Plate Tectonics and the Archean Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **48**:12.1-12.30.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **8**: 99-114.
- Campbell T.H., Ballard J.R., Palin J.M., Allen C., Faunes A., 2006. U-Pb zircon geochronology of granitic rocks from the Chuquicamata-El Abra porphyry copper belt of northern Chile: Excimer laser ablation ICP-MS analysis. *Economic Geology*, **101**:1327–1344.
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, **100**:801–818.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:469–500.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Meneses P.R., 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcanosedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:329-334.
- Dardenne M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 2, p.: 597–610.

- Dean D.A., Graichen R.E., Barrett L.F., Burton W.D., 1996. Geologic overview of the El Abra porphyry copper deposit, Chile. *In*: Green S.M. & Struhsacker E. (eds.), *Geology and ore deposits of the American Cordillera*. Field trip guidebook compendium: Reno, Geological Society of Nevada, p.: 457–464.
- Deng X.H., Chen Y., Bagas L., Zhou H., Yao J., Zheng Z., Wang P., 2015. Isotope (S-Sr-Nd-Pb) constraints on the genesis of the *ca.* 850 Ma Tumen Mo-F deposit in the Qinling Orogen, China. *Precambrian Research*. **266**:108-118.
- Deng X.H., Chen Y.J., Santosh M., Yao J.M., 2013a. Genesis of the 1.76 Ga Zhaiwa Mo–Cu and its link with the Xiong'er volcanics in the North China Craton: Implications for accretionary growth along the margin of the Columbia Supercontinent. *Precambrian Research*, **227**:337-348.
- Deng X. H., Chen Y. J., Santosh M., Zhao G. C., Yaou J. M., 2013b. Metallogeny during continental outgrowth in the Columbia supercontinent: Isotopic characterization of the Zhaiwa Mo–Cu system in the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, **51**:43-56.
- Dubé B., Dunning G., Lauziere K., 1995. Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: A preserved Late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, **93**:405-436.
- Duuring P., Kassidy K.F., Hagemann S.G., 2007. Granitoid-associated orogenic, intrusion related and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Review*. **32**:157–186.
- Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T., 2003. A Review of Gold Mineralization Styles. Finland. *Economic Geology*, **98**:1329-1353.
- Ferreira Filho, C.F. & Pimentel, M.M., 2000. Sm-Nd isotope systematics and REE data of troctolites and their metamorphic equivalents of the Niquelândia Complex, central Brazil: further constraints for the timing of magmatism and metamorphism. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(7):647–659.
- Findlay D.J., 1981. The Lang Lake copper-molybdenum deposit northwestern Ontario: A possible Early Precambrian porphyry deposit. Thesis of Master. Department of Earth Sciences. The University of Manitoba, 94 p.
- Frazer R.J., 1993. The Lac Troilus Gold-Copper Deposit, Northwestern Quebec: A Possible Archean Porphyry System. *Economic Geology*, **88**:1685-1699.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dantas E.L., 2017. The Northern Brasília Belt. *In*: Heilbron M., Cordani H.G., Alkmim F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil*:

- Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer, p.: 205-220.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Sordi D.A., Chiarini M.F.N., Almeida T., Joffily C.M.L.C., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Jost H., Junges S.L., 2006. *Mapa Geológico da Folha Santa Terezinha de Goiás - Folha SD. 22-X-D-IV, Escala 1:100.000*. Nota Explicativa, Brasília, CPRM, 95 p.
- Gaál G. & Isohanni M., 1979. Characteristics of Igneous Intrusions and Various Wall Rocks in Some Precambrian Porphyry Copper-Molybdenum Deposit in Pohjanmaa, Finland. *Economic Geology*, **179**:1198-1210.
- Galley A., Breemen O.V., Franklin J., 2000. The Relationship Between Intrusion-Hosted Cu-Mo Mineralization and The VMS Deposits of The Archean Sturgeon Lake Mining Camp, Northwestern Ontario. *Economic Geology*, **95**:1543-1550.
- Garwin S., 2002. The geologic setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia. In: Goldfarb R.J. & Nielsen R.L. (Eds.), *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-First Century*. Society of Economic Geologists Special Publication 9, p. 333–366.
- Goldfarb R.J., Bradley D., Leach D.L., 2010. Secular variations in economic geology. *Economic Geology*, **105**:459-466.
- Goldie R., Kotila B., Seward D., 1979. The Don Rouyn Mine: Na Archean Porphyry Copper Deposit Near Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **74**:1680-1684.
- Goodman S., Williams-Jones A. E., Carles P., 2005. Structural Controls on The Archean Troilus Gold-Copper Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **100**:577-582.
- Gorayeb P.S.S., Costa J.B.S., Lemos R.L., Gama Jr., T., Bemerguy R.L., Hasui Y., 1988. O Pré-Cambriano da Região de Natividade-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**:391–397.
- Gustafson L.B., Quiroga J., 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, **90**:2–16.
- Gustafson L.B., 1978. Some major factors of porphyry copper genesis: *Economic Geology*, **73**:600–607.
- Gustafson L.B. & Hunt J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, **70**:857–912.
- Halter W.E., Bain N., Becker K., Heinrich C.A., Landtwing M., Von-Quadt A., Clark A.H., Sasso A.M., Bissig T., Tosdal R.M., 2004. From andesitic volcanism to the formation of

- a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: the Farallón Negro Volcanic Complex, northwestern Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **136**:1–30.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A. e Dhime, B., 2020. The evolution of the continental crust and onset of plate tectonics. *Frontiers in Earth Science*, **8**:326.
- Hill K.C., Kendrick R.D., Crowhurst P.V., Gow P.A., 2002. Coppergold mineralisation in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**:737–752.
- Himmi R., Huhma M., Häkli T.A., 1979. Mineralogy and Metal Distribution in the Copper-Tungsten Deposits at Ylöjärvi, Southwest Finland. *Economic Geology*, **74**:1183–1197.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53(1)**:27–62.
- Hou Z. Zhang H., Pan X., Yang Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, **39**:21–45.
- Huston D.L., Morant P., Pirajno F., Cummins B., Baker D., Mernagh T.P., 2007. Paleoproterozoic Mineral Deposits of The Pilbara Craton: Genesis, Tectonic Environment and Comparisons with Younger Deposits. In: Van Kranendonk M.J., Smithies R.S., Bennett V.C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks*, Elsevier, Amsterdam, p.: 411–450.
- Ishihara S., 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p.: 458–484.
- Jébrak M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**:111–134.
- Jost H., Chemale Jr., F., Dussin I.A., Martins R. A., 2010. U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, **37**:127–139.
- Jost H. & Oliveira A.M., 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**:201–214.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Moraes R., 2002. Nd Isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**:101–118.
- Junges S., 1998. Caracterização Geoquímica e Isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanosedimentar de Mara Rosa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 115 p.

- Kerrick R., Goldfarb R.J., Richards J., 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (Eds.), Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.: 1097–1136.
- Khashgerel B.-E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Kavalieris I., 2006. Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia. *Economic Geology*, **101**:503–522.
- Kirkham R.V., & Dunne K.P.E., 2000. World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences. Geological Survey of Canada, Open File 3792a, 26 p.
- Kirkham R.V., 1995. Volcanic Red Bed Cooper. *In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Torpe R.I., (eds.), Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series, v. **8**, 241-252.
- Kirkham R.V., 1971. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Economic Geology*, **66**:1244–1249.
- Klein T., 1974. Geology and mineral deposits of the Silver Crown mining district, Laramie County, Wyoming. Geological Survey of Wyoming, Preliminary Report, 27 p.
- Kontak D.J., DeWolfe J., Finck P.W. 2003. The Coxheath Plutonic-Volcanic Belt (NTS11K/01): A Linked Porphyry-Epithermal Mineralized System of Precambrian Age. *In: MacDonald D.R. (Ed.), Mineral Resources Branch Report of Activities 2002*, Nova Scotia Department of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Report ME 2003-1, p.: 69-87.
- Kuyumjian R.M., 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:285–288.
- Kuyumjian R.M., 1994b. Geologia da Sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. *In: IV Simp. Geol. Centro-Oeste. Brasília, Resumos Expandidos*, p.: 142-144.
- Kuyumjian R.M., 1994a. Geoquímica e significado geotectônico dos anfíbolitos da Sequência Mara Rosa, região de Chapada, Goiás. *In: IV Simp. Geol. Centro-Oeste, Brasília, Resumos Expandidos*, p.: 45-147.
- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada Sequence, Central Brazil. PhD thesis, University of London, 289 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R.A., Junges S.L., 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:183–198.

- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberaí region, Goiás, Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599–614.
- Le Mignot E., Siebenaller L., Béziat D., André-Mayer A., Reisberg L., Salvi S., Velasquez G., Zimmermann C., Naré A., Franceschi G., 2017. The Paleoproterozoic copper-gold deposits of the Gaoua district, Burkina Faso: Superposition of orogenic gold on a porphyry copper occurrence? *Economic Geology*, **112**:99-122.
- Longo A.A. & Teal L., 2005. A summary of the volcanic stratigraphy and the geochronology of magmatism and hydrothermal activity in the Yanacocha gold district, northern Peru. In: Rhoden H.N., Steininger R.C., Vikre P.G. (Eds.), *Window to the World*. Geological Society of Nevada Symposium 2005, Reno, Nevada, *Proceedings*, v. 2, p.: 797–808.
- Lundmark C., 2003. Vaikijaur, a Palaeoproterozoic Cu-Au Porphyry Style Mineralization in the Jokkmokk Granitoid at the Archaean-Proterozoic Boundary in Northern Sweden. Licentiate Theses, Department of Environmental Engineering, Division of Ore Geology. Lulea University of Technology, 80 p.
- Lynch G. & Ortega J., 1997. Hydrothermal alteration and tourmaline-albite equilibria at the Coxheath porphyry Cu-Mo-Au deposit, Nova Scotia. *The Canadian Mineralogist*, **35**:79–94.
- Magnan M. & Blais A., 1995. Day 4: Porphyry and epithermal type mineralization in the Doré Lake Complex and the Roy Group. In: P. Pilote (Ed.) *Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook*. Publications and Reports, 3143, Geological Survey of Canada, p.87–94.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M., 1984. Província Tocantins, setores Central e Sudeste. In: Almeida F.F.M., & Hasui Y. (Org.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blücher, p. 205–264.
- Marques G.C., 2010. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 199 p.
- Martini S.L., 2021. The volcanogenic perspective world-class Chapada Cu-Au deposit in Central Brazil revisited. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **4**:77-105.
- Mathieu L. & Raciocot D., 2019. Petrogenetic Study of the Multiphase Chibougamau Pluton: Archaean Magmas Associated with Cu–Au Magmato-Hydrothermal Systems. *Minerals*, **9**, 35 p.

- McCandless T.E., Ruiz J., Campbell A.R., 1993. Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: Implications for Re-Os geochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:889-905.
- McCuaig T.C., Behn M., Stein H., Hagemann S.G., McNaughton N.J., Cassidy K.F., Champion D., Wyborn L., 2001. The Boddington gold mine: A new style of Archaean Au-Cu deposit. *AGSO Geoscience Australia*, **37**:453-455.
- Meyer C. & Hemley J.J., 1967. Wall rock alteration. In: Barnes H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, p.: 166–235.
- Miguel-Jr E., 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 66 p.
- MDA, 2017. Mine Development Associates. Technical Report and PEA on the Copper King Project, Wyoming, USA for U.S. Gold Corp. Updated Technical Report and PEA, Nevada, USA, December, 149 p.
- Moore C.M., Miranda H.M., Hampton A.P., Ritchie D.G., 2019. Technical Report on the Chapada Mine, Goiás State, Brazil. Technical Report NI 43 101 by Roscoe Postle Associates Inc. for Lundin Mining Corporation, Toronto, ON M5J 2H7, Canada, October, 252 p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K., 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, **101**:585-605.
- Moura M.A., 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 238 p.
- Nironen M. & Front K., 1992. The 1.88 Ga Old Mäntylä Complex, Central Finland: Emplacement and Deformation of Mafic to Felsic Plutonic Rocks and Associated Mo Mineralization. Bulletin of the Geology Society of Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **64**:75-90.
- Nironen M. & Csongrádi J., 1984. Characteristics of the Proterozoic porphyry-type Cu occurrence at Tienpää, Halsua, western Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **56**:89-97.

- Nunes P.D. & Ayres L.D., 1982. U-Pb Zircon Age of The Archean Setting Net Lake Porphyry Molybdenum Occurrence, Northwester Ontario, Canada. *Economic Geology*, **77**:1236-1239.
- Nurmi P.A. & Haapala I., 1986. The Proterozoic Granitoides of Finlandia: Granite Types, Metalogeny and Relation to Crustal Evolution. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **58**:203-233.
- Nurmi P.A., 1985. Lithogeochemistry in Exploration for Proterozoic Porphyry-Type Molibdenum and Copper Deposits, Southern Finland. *Journal of Geochemical Exploration*, **23**:163-191.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S, Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bunh B.M., 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints on the Mettalogenesis of a Neoproterozoic Large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, **72**:1-21.
- Oliveira C.G., Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A., Almeida T., Della Giustina M.E.S., 2006. *Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte. (Folha SD.22-X-D-IV). Escala 1:100.000. Nota Explicativa, FUB/CPRM, 164 p.*
- Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A., 2004. The Cooper–gold and gold deposit of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, **25**:285–299.
- Oriolo S., Oyhançabal P., Wemmer K., Siegesmund S., 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*. **8**:1431-1445.
- Paes de Barros A.J., 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154 p.
- Palermo N., Porto C., Carlos Jr., 2000. The Mara Rosa Gold District, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. **30**:256-260.
- Palermo N., 1996a. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 5, p.: 219-222.
- Palermo N., 1996b. Le gisement aurifere precambrien de Pose (Goiás, Bresil) dans son cadre geologique. These da ENS das Mines de Paris, 175 p.
- Park J.W., Campbell I.H., Chiaradia M., 2021. Crustal magmatic controls on the formation of porphyry copper deposits. *Nat Rev Earth Environ*, **2**:542–557.

- Pearson W.N., Bretzlaff R.E., Carrière J.J. (Eds.) 1985. *Copper deposits and occurrences in the north shore region of Lake Huron, Ontario*. Ottawa, Geological Survey of Canada, 83, 34 p.
- Perelló J., 2006. Metallogeny of major copper deposits and belts in the North and South American Cordillera. *In: Backbone of the Americas: Patagonia to Alaska*. GSA Specialty Meeting No. 2. Mendoza, Argentina, *Abstracts with Programs*, p.: 83–84.
- Perelló J., Brockway H., Martini R., 2004. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta Region, Northern Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication 11*, p.: 167–186.
- Perelló J., Carlotto V., Zárate A., Ramos P., Posso H., Neyra C., Caballero A., Fuster N., Muhr R., 2003. Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt Cuzco region, Peru. *Economic Geology*, **98**:1575–1605.
- Peterman Z. E., Hedge R. A., Braddock W.A., 1968. Age of Precambrian events in the northeast Front Range, Colorado. *Journal of Geophysical Research*, **73**:2277-2296.
- Pilote P. & Guha J., 1995. The Berrigan Lake showing: A possible example of an Archean epithermal-type Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As mineralization. *In: Pilote P. (Ed.), Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook*. Publications and Reports, 3143, Geological Survey of Canada, p.: 95-99.
- Pilote P., 1995a. The Devlin copper deposit. *In: Pilote P. (Ed.), Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook*. Publications and Reports, 3143, Geological Survey of Canada, p.: 101-103.
- Pilote P., 1995b. Queylus Township Breccias. *In: Pilote P. (Ed.), Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook*. Publications and Reports, 3143, Geological Survey of Canada, p.: 104-106.
- Pilote P., Robert F., Sinclair R. V., Kirkham R. V., Daigneault R. 1995. Day 3: Porphyry type mineralization in the Doré Lake Complex: Clark Lake and Merrill Island Areas. *In: Pilote P. (Ed.), Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook*. Publications and Reports, 3143, Geological Survey of Canada, p.: 65-86.

- Pimentel M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal Geology*, **46**:67–82.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:35–39.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N., 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:299–310.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375–379.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321–335.
- Poll N.J., 1994. The geology of the Zacarias gold–silver –barite deposit, Goiás State, Brazil. MSc thesis, Colorado School of Mines, USA, 124 p.
- Poutiainen M. & Grönholm P., 1996. Hydrothermal Fluid Evolution of the Paleoproterozoic Kutmajärvi Gold Telluride Deposit, Southwest Finland. *Economic Geology*: **91**:1335–1353.
- Proffett J.M., 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry coppergold deposit, Argentina: *Economic Geology*, **98**:1535–1574.
- Rainaud C., Master S., Armstrong R.A., Robb L.J., 2005. Geochronology and nature of the Palaeoproterozoic basement in the Central African Copperbelt (Zambia and the Democratic Republic of Congo), with regional implications. *Journal of African Earth Sciences*, **42**:1–31.
- Ramos Filho, W.L., Araújo Filho J.O., Kuyumjian R.M., 2003. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:09–116.
- Renac C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Ronchi L.H., Nardi L.V.S., Laux J.H., 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry-epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, **60**:146–160.
- Richards J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, **98**:1515–1533.
- Richards J.P., 2000. Lineaments revisited. *Society of Economic Geologists Newsletter* **42**:14–20.

- Richards J.P. & Spooner, E.T.C., 1989. Evidence for Cu-(Ag) Mineralization by Magmatic-Meteorite Fluid Mixing in Keweenaw Fissure Veins, Mamainse Point, Ontario. *Economic Geology*, **84**:360-385.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J., Lois M.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **81**:1884–1898.
- Rivera S.L. & Pardo R., 2004. Discovery and geology of the Toki porphyry copper deposit, Chuquicamata district, northern Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication*, **11**:199–211.
- Roberts M.D., Oliver N.H.S., Fairclough M.C., Hölttä P.S., Lahtinen R., 2003. Geochemical and oxygen isotope signature of sea-floor alteration associated with a polydeformed and highly metamorphosed massive sulfide deposit, Ruostesuo, Central Finland. *Economic Geology*, **98**:535-556.
- Rohrlach B.D. & Loucks R.R., 2005. Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Miocene crustal compression in the Southern Philippines. *In*: Porter, T.M. (ed.) *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, 2, Adelaide, PGC Publishing, p.: 369–407.
- Rozendaal A. & Scheepers R., 1995. Magmatic and related mineral deposits of the Pan-African Saldania belt in the Western Cape Province, South Africa. *Journal of Geology*, **97**:184–195.
- Seedorff E., Barton M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J., 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, **103**:939–956.
- Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi-Jr. M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.: 251–298.
- Sikka D. & Nehru C.E., 1997. Review of Precambrian porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits with special reference to Malanjkhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India. *Journal of the Geological Society of India*, **49**:239-288.
- Sikka D.B., 1971. Preliminary report on Malanjkhand porphyry copper prospect, District Balaghat, Madhya Pradesh and Pullar Parsori copper prospect, Nagpur Bhandara Districts, Maharashtra. Khetri Nagar, Hindustan Copper Limited, Planning Division, Internal Company Report.
- Sillitoe R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, **105**:3–41.

- Sillitoe R.H., 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings and metallogenic considerations. *Economic Geology*, **103**:663–687.
- Sillitoe R.H., Hall D.J., Redwood S.D., Waddell A.H., 2006. Pueblo Viejo high-sulfidation gold-silver deposit, Dominican Republic: A new model of formation beneath limestone cover. *Economic Geology*, **101**:1427–1435.
- Sillitoe R.H. & Perelló J., 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and Discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.: 845–890.
- Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p.: 315–343.
- Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and Discovery. *Economic Geology*, **13**:315–345.
- Sillitoe R.H., 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. In: Porter T.M., (ed.), *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, p.: 21–34.
- Sizova E., Gerya T., Brown M., 2014. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision. *Gondwana Research*, **25**:522–545.
- Souza J.O. & Leão Neto R., 1984. Mapeamento geológico do garimpo de Santa Terezinha de Goiás. Goiânia, MME/DNPM/CPRM, Relatório Interno, 75 p.
- Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of *in situ* U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, **7**:581–589.
- Stacey J.S. & Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207–221.
- Stanton R.L., 2004. Exhalative metasediments - clues to the real nature of regional metamorphic processes. *Mineralogy and Petrology*, **80**:111–122.
- Stein H.J., Barley M.E., Zimmerman A., Cummins B., 2007. A 3.3 Ga Mo–Cu porphyry-style deposit at Spinifex Ridge, East Pilbara, Western Australia: Re–Os dating of Paleoarchean molybdenite. In: 17th, Cologne, *Goldschmidt Conference Abstracts*, A970.
- Stein H.J., Hannah J.L., Zimmerman A., Markey R.J., Sarkar S.C., Pal A.B., 2004. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjkhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Research*, **134**:189–226.

- Stein H., Markey R. J., Morgan J. W., Selby D., Creaser R. A., McCuaig T. C., Behn M., 2001. Re-Os dating of Boddington Molybdenite, SW Yilgarn: Two Au mineralization events. *In: Cassidy K.F., Dunphy J.M., Van Kranendonk M.J. (Eds.). 4th International Archaean Symposium, Perth, Extended Abstracts*, **37**:469-471.
- Stringham B., 1960. Differences between barren and productive intrusive porphyry. *Economic Geology*, **55**(8):1622-1630.
- Sun W., Huang R., Li H., Hu Y., Zhang C., Sun S., Zhang L., Ding X., Li, C., Zartman R.E., Ling M., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas, **65**:97-131.
- Sundblad K., 2003. Metallogeny of Gold in the Precambrian of Northern Europe. *Economic Geology*, **98**:1271-1290.
- Tanizaki M.L.N., Campos J.E.G., Dardenne M.A., 2015. Estratigrafia do Grupo Arai: registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, **45**:95–108.
- Titley S.R., 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Geological Association of Canada Special Paper 40*, p. 433–464.
- Titley S.R., Thompson R.C., Haynes F.M., Manske S.L., Robison L.C., White J.L., 1986. Evolution of fractures and alteration in the Sierrita- Esperanza hydrothermal system, Pima County, Arizona. *Economic Geology*, **81**:343–370.
- Trevisan V.G., 2015. Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais base do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 157 p.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Dardenne M., Trompette R.R., 2011. The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil. *In: Arnaud E. Halverson, G. P., Shields-Zhou G. (Eds.), The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. London, Geological Society of London, Memoirs, 36, p.: 541–546.
- Uhlein A., Trompette R., Alvarenga C.J.S., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:435–451.
- Ulrich T. & Heinrich C.A., 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajode la Alumbreira, Argentina. *Economic Geology*, **96**:1719–1742.
- Vermeesch P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**:1479-1493.

- Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.F., Machado N., 1995. O arco magmatico de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. *Revista Brasileira Geociências*, **25**:111-123.
- Wakefield J., 1978. Samba: a deformed porphyry-type copper deposit in the basement of the Zambian Copperbelt. *Transactions Institution of Mining and Metallurgy, section B*, **87**:43-52.
- Walde D.H.G., 1976. Neue Hinweise für eine Proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **38/39**:17–59.
- Wanhainen C., Billström K., Martinsson O., Stein H., Nordin R., 2005. 160 Ma of magmatic/hidrothermal and metamorphic activity in the Gällivare área: Re-Os dating of molybdenite and U-Pb dating of titanite from Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden. *Mineralium Deposita*, **40**:435-447.
- Weihed P., 2001. A Review of Paleoproterozoic Intrusive Hosted Cu-Au-Fe-oxide Deposits in Northern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C*, **833**:4-32.
- Weihed P. & Schöberg H., 1991. Timing of Porphyry type Mineralizations in the Skellefte District, Northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **113**:289-294.
- Weixing H. & Dazhong S., 1987. Mineralization and Evolution of the Early Proterozoic Copper Deposits in the Zhongtiao Mountains. *Acta Geologica Sinica*, **61**:61-76.
- Wilkinson W.H., Vega L.A. Jr., Titley S.R., 1982. Geology and ore deposits at Mineral Park, Mohave County, Arizona. In: Titley, S.R. (ed.). *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern NorthAmerica*. Tucson, University of Arizona Press, p.: 523–541.
- Wilson A.J., Cooke D.R., Stein H.J., Fanning C.M., Holliday J.R., Tedder I.J., 2007. U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkalic porphyry ore-forming events in the Cadia district, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, **102**:3–26.
- Wilson A.J., Cooke D.R., Harper, B.R., 2003. The Ridgeway gold-copper deposit: A high-grade alkalic porphyry deposit in the Lachlan fold belt, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, **98**:1637–1666.

CAPÍTULO 4

ARTIGO

Evolução hidrotermal e gênese do depósito de Cu-Au Corpo Sul, Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás, Brasil

RESUMO

O depósito de Cu-Au Corpo Sul, localizado próximo ao limite sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa, norte do estado de Goiás, teve suas reservas oficialmente declaradas no ano de 2013, agregando mais de 380 Mt de minério medido, com 0,13 g/t de Au e 0,23% de Cu, à mina de Chapada. Estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos conduzidos neste depósito permitem correlacionar a mineralização de Cu-Au ao modelo do tipo pórfiro metamorfozado de idade neoproterozóica, mas com evidências de superposição por evento tardi- tectônico do tipo *skarn*. Nesse contexto, seis halos de alteração hidrotermal pré-metamórfica foram definidos. Às alterações férrica e potássica associam-se a paragênese principal da mineralização disseminada definida por calcopirita-pirita $\pm$ magnetita e ocorrências esporádicas de molibdenita que caracterizam o núcleo do zoneamento metálico, rico em Cu-Au. As alterações clorítica-fílica (e/ou clorítica), fílica, argílica e argílica avançada são distais nesta ordem do núcleo de alto teor e, gradativamente, se tornam pobres em Cu-Au. Mineralização em veios, apesar de subordinada, compõe o zoneamento metálico-hidrotermal pré-metamórfico e compreende veios Tipo I (quartzo – calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita), associados às alterações férrica e potássica, e veios Tipo II (quartzo – pirita $\pm$ calcopirita e/ou de quartzo e anidrita – pirita $\pm$ calcopirita), correlatos às alterações distais fílica, fílica-clorítica (e/ou clorítica) e argílica. De modo central ao zoneamento metálico-hidrotermal, a intrusão hospedeira e provável fonte de calor e fluidos da mineralização é representada por muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. Idades concórdia U/Pb de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31) e 875 ± 11 Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99) a partir de cristais de zircão dessa litologia são interpretadas como a idade de cristalização do protólito ígneo contemporâneo ao estágio inicial de evolução do Arco Magmático de Mara Rosa. Anomalia negativa pequena de Eu ($\text{EuN}/\text{Eu}^* = 0,91$), razões Sr/Y elevadas (> 20) e concentrações baixas de Zr (88,0 ppm) e Y (10,9 ppm) refletem a cristalização precoce de biotita no lugar do plagioclásio devido ao elevado teor de água ($> 4\%$ em peso) associado ao

magma parental fértil. A intrusão associada ao evento de mineralização do tipo *skarn*, por sua vez, é posterior ao evento de deformação principal *Dn* e representa um novo prospecto em potencial para a região da mina de Chapada.

4.1. Introdução

O depósito de Cu-Au Corpo Sul localiza-se no norte do Estado de Goiás, distante aproximadamente 2 km a sudoeste da mina de Chapada. Em conjunto a outros prospectos de Au e metais associados, teve seus trabalhos de pesquisa e prospecção mineral iniciados em 2008. Em 2012 suas reservas foram declaradas oficialmente, agregando mais de 380Mt de minério medido, com 0,13g/t de Au e 0,23% de Cu, à mina de Chapada. O corpo de minério foi delineado como um corpo de forma irregular a tabular com 4 km de extensão e 650m de largura (superfície). Ocorre associado a dobra anticlinal aberta, assimétrica, estando suas maiores espessuras associadas à zona de charneira (N234°/4°SW) e ao flanco maior (N320-330°/5-10°NW).

Geologicamente, ambos, depósito Corpo Sul e mina de Chapada, localizam-se no contexto do Arco Magmático de Mara Rosa cuja evolução inclui dois eventos magmáticos principais: um inicial, a partir de arco(s) de ilha(s) intraoceânico(s), em *ca.* de 900 Ma (Pimentel *et al.*, 1992); e um final, provavelmente em um cenário de arco(s) continental(ais), entre *ca.* 670 – 600 Ma, seguido de intrusões bimodais (Dantas *et al.*, 2001; Laux *et al.*, 2004, 2005). Este importante episódio de acreção crustal deu-se durante a estruturação do supercontinente Gondwana e resulta da convergência entre os blocos Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema que culminou na formação do Orógeno Brasília. Idades de metamorfismo apontam pico metamórfico entre 650 e 630 Ma, refletindo o consumo total da litosfera oceânica e a colisão entre continentes (Pimentel, 2016).

Desde a descoberta do depósito de Cu-Au Chapada, em 1973, e início de sua exploração, dando origem à mina de Chapada, inúmeros modelos foram propostos para explicar a gênese da mineralização. Richardson *et al.* (1986), pioneiramente o interpreta como sendo do tipo pórfiro de Cu-Au, deformado e metamorfisado. Segundo Kuyumjian (1989), o depósito é explicado como de origem vulcanogênica exalativa com sulfetação disseminada, seguido de deformação e metamorfismo. Ainda segundo Kuyumjian (2000), uma gênese do tipo epitermal de Cu-Au sobreposta por remobilização metamórfica também é concebível. Oliveira *et al.* (2015) propôs para o depósito de Chapada modelo que compreende um evento de mineralização inicial contemporâneo a formação do Arco Magmático de Mara Rosa e similar ao de sistemas

Cu-Au tipo pórfiro, assim como discutido por Richardson *et al.* (1986), mas sobreposto por mineralização de Cu-Au sin- deformacional tipo orogênica ou *intrusion related*. Recentemente, Martini (2021), retoma a discussão quanto ao potencial do depósito de Chapada associando-o a uma origem vulcanogênica exalativa.

Voltando-se para o depósito Corpo Sul, relações geológicas de campo e de testemunhos de furos de sondagem, somadas ao contexto geológico regional, sugerem uma mineralização de Cu-Au do tipo pórfiro que, apesar dos eventos de deformação e metamorfismo sobrepostos, ocorre bastante preservada. Contudo, é importante ressaltar que depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro de idade pré-cambriana, mais especificamente neoproterozoica, não são comuns no âmbito mundial. De modo geral, possuem documentação geológica restrita e, assim como o depósito de Chapada, uma classificação genética bastante controversa.

Para a maioria dos autores, depósitos tipo pórfiro pré-cambrianos são raros, sobretudo por possuírem baixo potencial de preservação frente aos processos de erosão associados ao soerguimento de arcos magmáticos (*e.g.*, Kerrich *et al.*, 2005; Duuring *et al.*, 2007; Cawwood *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2015). Em adicional, depósitos tipo pórfiro estão atrelados à subducção/consumo de placas litosféricas oceânicas durante os períodos de formação de supercontinentes. Desse modo, o longo processo de resfriamento da Terra somado a flutuabilidade do manto litosférico sub-continental pode não ter permitido uma subducção da litosfera oceânica, durante o Pré-cambriano, similar aos processos modernos (Goldfarb *et al.*, 2010; Sizova *et al.*, 2014). Haveria assim uma escassez de material subductado oxidado no manto, um estado de baixa oxidação da cunha do manto sub-arco e, consequentemente, condições desfavoráveis para a formação desses depósitos (Evans & Tomkins, 2011). Estudos mais recentes, porém, indicam que o regime de placas tectônicas global poderia estar completamente desenvolvido no Paleoproterozoico. Neste contexto, foi proposto que o período entre o Mesoarqueno e o Paleoproterozoico (3.2 – 2.3 Ga) poderia marcar a transição, de um modo tectônico inicial (*e.g.*, *stagnant lid*) para o de placas tectônicas (Brown *et al.*, 2020; Hawkesworth *et al.*, 2020).

Tendo em vista a peculiaridade genética e temporal de depósitos do tipo pórfiro pré-cambrianos, bem como o seu significado em um contexto geológico regional e até mesmo mundial, a pesquisa pretende contribuir no avanço do entendimento geológico da região da mina de Chapada tendo como foco o depósito de Cu-Au Corpo Sul. O objetivo principal é estabelecer atributos geológicos diagnósticos que, apesar dos eventos deformacionais e de metamorfismo sobrepostos, permitam definir de maneira satisfatória a gênese da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul. Com essa finalidade, o presente estudo inclui a integração e

(re)interpretação de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas hospedeiras do depósito, da mineralização e de intrusões proximais, bem como de dados de mapeamento de superfície e de testemunhos de sondagem de delineamento.

4.2. Geologia Regional

O Orógeno Brasília, região central do Brasil, é um dos mais completos e complexos orógenos neoproterozoicos do Gondwana Ocidental (Fig. 4.1A). Resultado da convergência entre os crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema, além de blocos alóctones menores, sua evolução deu-se através de um longo período (900 – 600 Ma), envolvendo mecanismos de subducção, magmatismo, acreção de terrenos e consumo de litosfera oceânica (*e.g.*, Fuck *et al.*, 2017).

Em razão do elevado grau de preservação, no Orógeno Brasília são reconhecidos desde pacotes espessos de depósitos sedimentares de margem passiva, sedimentos marinhos profundos jovens associados a rochas vulcânicas e a mélanges ofiolíticas, rochas cálcio-alcalinas vulcânicas e intrusivas de arco de ilhas, até granitos colisionais tipo-S. De leste para oeste, o grau metamórfico varia de não existente ou de baixo grau, próximo ao limite com o Cráton São Francisco, a facies anfibolito alto, culminando em granulito, no Complexo Anápolis-Itauçu, reduzindo novamente para as facies anfibolito e xisto verde alto no domínio do Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.*, 2017) (Fig. 4.1B).

O Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1992; Pimentel *et al.*, 2000; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005) a partir dos terrenos arqueanos do Maciço de Goiás, é separado em dois setores: (I) setor norte ou Arco Magmático de Mara Rosa e (II) setor sul ou Arco Magmático de Arenópolis (Fig. 4.1B). Em ambos, a evolução inicial deu-se em arcos de ilhas intra-oceânicos com a colocação de rochas vulcânicas primitivas de afinidade toleítica a cálcio-alcalina, bem como tonalitos-granodioritos-granitos associados, datados em cerca de 890 a 860 Ma (Pimentel *et al.*, 1992). Tais rochas apresentam valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (entre +0.37 e +6.0) e idades modelo T_{DM} entre 0,8 e 1,0 Ga (Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1997, 2000).

O Arco Magmático de Mara Rosa compreende limites principalmente tectônicos. O limite sul é dado pela zona de cisalhamento Mandinópolis que sobrepõem as rochas do arco aos terrenos TTG arqueanos e *greenstones*. A leste, ao longo do sistema de falhas Rio dos Bois, as rochas da região de Mara Rosa são colocadas sobre as do Grupo Serra da Mesa e seu embasamento, bem como as da Sequência Metavulcanossedimentar Paleoproterozoica Campinorte. A oeste, o Lineamento Transbrasiliano une as rochas do arco e do complexo

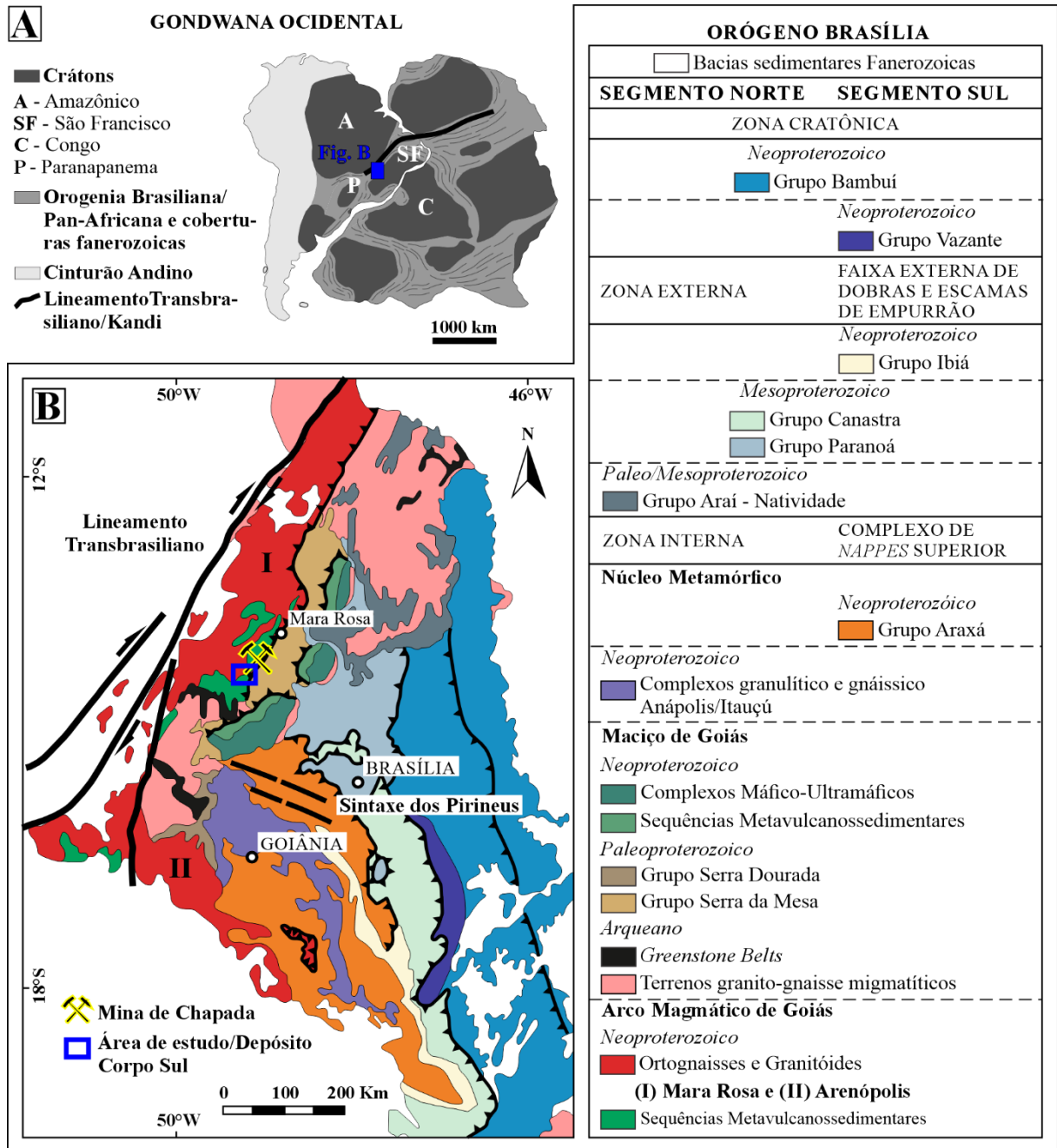


Fig. 4.1. (A) Reconstrução do Gondwana Ocidental mostrando o período pré- deriva entre os continentes Sul-Americano e Africano. Em azul (retângulo), localização aproximada do Orógeno Brasília (Modificado de Oriolo *et al.*, 2017); (B) Compartimentação tectônica e geologia do Orógeno Brasília com a localização da mina de Chapada e da área de estudo (retângulo azul) relacionada ao depósito de Cu-Au Corpo Sul, extremo sudeste do Arco Magmático de Mara Rosa (I) (Modificado de Fuck *et al.*, 2017).

arqueano Serra Azul aos ortognaisses félsicos e intrusões máficas do terreno Porto Nacional- Porangatu. A norte, no estado do Tocantins, as rochas do arco são encobertas pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba (Fuck *et al.*, 2017) (Figs. 4.1B e 4.2A).

As principais características litológicas do setor norte do Arco Magmático de Goiás foram descritas nas proximidades da cidade homônima, Mara Rosa, por Arantes *et al.* (1991). Segundo esses autores, as rochas das unidades supracrustais integram três faixas de direção NNE referidas como Leste, Central e Oeste, entre as quais, ocorrem ortognaisses de composição diorítica a tonalítica. Posteriormente, uma nova nomenclatura foi proposta por Oliveira *et al.* (2006; 2015): As faixas Leste e Central, caracterizadas pelas subunidades Metavulcanossedimentar e Metavulcânicas básicas, respectivamente, seriam parte da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (900 – 800 Ma). A Faixa Oeste, caracterizada pela Subunidade Metassedimentar, passa a ser compreendida como parte da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (670 – 600 Ma) (Fig. 4.2A).

De modo geral, a Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa inclui metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvacas finas a médias, metacherts, gonditos, formações ferríferas, além de rochas metassedimentares psamopelíticas (Oliveira *et al.*, 2006). Os metabasaltos, uma das litologias mais comuns da sequência, na Faixa Leste, ou Subunidade Metavulcanossedimentar, correspondem a granada anfíbolitos de carácter cálcio-alcalino a toleítico, similares aos basaltos de arco de ilhas (Palermo, 1996a; Junges, 1998).

Pequenos corpos de granitoides deformados/alongados também são litologias comuns da Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa. Compreendem dioritos, granodioritos e granitos cálcio-alcalinos comparáveis aos granitóides tipo-M de arcos de ilhas imaturos (Palermo, 1996a; Junges, 1998). As rochas das unidades de ortognaisses, propriamente identificados, compreendem dioritos a tonalitos de carácter cálcico a cálcio-alcalino, derivados do manto. Amostra de ortogneisse de composição tonalítica forneceu idade U-Pb em zircões de 856^{+13}_{-7} (Pimentel *et al.*, 1997).

As intrusões tardi- a pós-tectônicas do Arco Magmático de Mara Rosa (< 630 Ma) compreendem granitos a granodioritos e dioritos com facies gabróicas. Segundo Junges *et al.*, 2002, as idades modelo Sm-Nd T_{DM} dos granitos Faina e Amador, compreendem as faixas entre $\approx 0,97$ a 1,05 Ga e 1,2 a 1,3 Ga, respectivamente. Diques leucocráticos também apresentam idades modelo mais antigas, entre 1,2 e 1,6 Ga, que são interpretadas como o resultado de contaminação ou refusão de metassedimentos. Neste mesmo estudo, amostra de diorito forneceu idade modelo T_{DM} de 1,04 Ga.

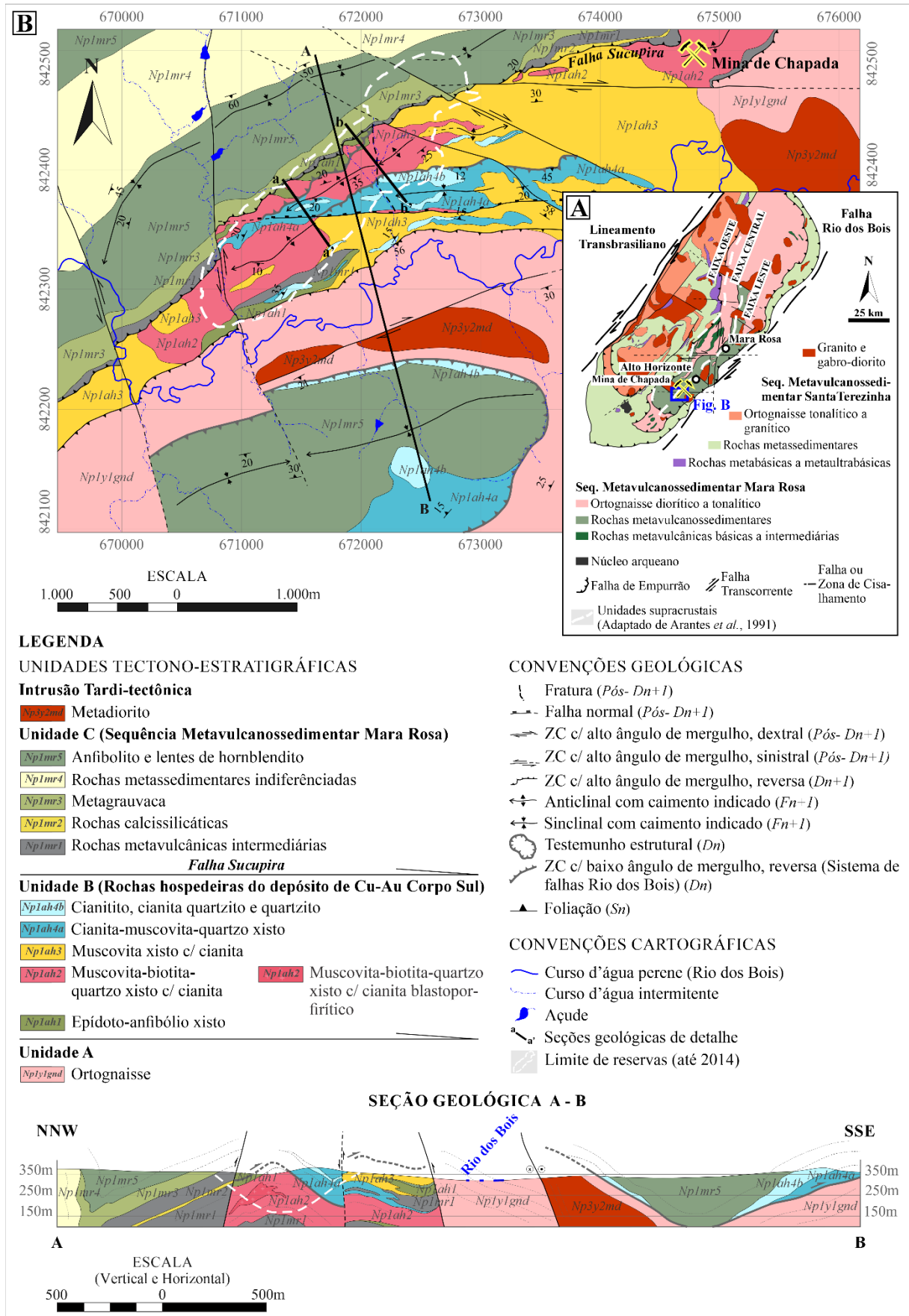


Fig. 4.2. (A) Mapa geológico-estrutural do Arco Magmático de Mara Rosa com a localização da área de estudo (Retângulo azul, Fig. B) (Modificado de Oliveira *et al.*, 2015); **(B)** Mapa geológico-estrutural

do depósito Corpo Sul e unidades tectonoestratigráficas hospedeiras e encaixantes da mineralização de Cu-Au (Modificado de Lopes, 2009).

4.3. Geologia do depósito de Cu-Au Corpo Sul

4.3.1. Aspectos gerais

O depósito Corpo Sul corresponde a uma importante descoberta do programa de pesquisa e exploração no âmbito *near mine* da mina de Cu-Au Chapada, realizada entre os anos 2011 e 2012 pela empresa Yamana Gold Inc. O corpo de minério, localizado 2km a sudoeste da mina de Chapada, foi inicialmente delineado com 2km de extensão (direção geral N54E) e 650m de largura em relação a superfície (Fig. 4.2B). Em seções ortogonais a direção de maior comprimento, o corpo apresenta formas desde lenticular a tabular e irregular, espessura bastante variável, entre 10 e 200m, com ângulo de mergulho de 10° a 20° para noroeste (Figs. 4.3A, B). As reservas medida e indicada compreendem 381Mt@0,23% de Cu & 0,13g/t de Au e 970Mt@0,20% de Cu & 0,09g/t de Au, respectivamente, e foram incorporadas à mina de Chapada no ano de 2013 (YAMANA GOLD/MMIC, 2013).

4.3.2. Unidades tectonoestratigráficas

A partir do mapeamento geológico-estrutural de Lopes (2009) da região do depósito de Cu-Au Corpo Sul, em escala 1:10000, novas (sub)unidades relacionadas ao domínio da Faixa Leste, ou Subunidade Metavulcanossedimentar da Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa, foram definidas (Fig. 4.2B).

Segundo Lopes (2009), a Unidade A é definida por ortognaisses de composição grabro-diorítica a tonalítica que delineiam uma faixa com direção N50-60E, localizada a sudeste do depósito Corpo Sul. Nela são observados anfíbolitos, cianititos, cianita quartzitos e quartzitos devido a estrutura de cavalgamento, além de intrusões tardi- a pós-tectônicas (Fig. 4.2B). Seu limite a sudeste com a Sequência Metavulcanossedimentar de Campinorte, paleoproterozoica (Não contemplado no mapa do depósito), é definido pela Falha Rio dos Bois. Descontinuidade observada ao longo da extensão da faixa deve-se a zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis com direção N60W, alto ângulo de mergulho e cinemática dextral.

A Unidade B é a hospedeira da mineralização do depósito de Cu-Au Corpo Sul e, segundo Lopes (2009), inclui epídoto-anfibólio xisto, muscovita-biotita-quartzo xisto com

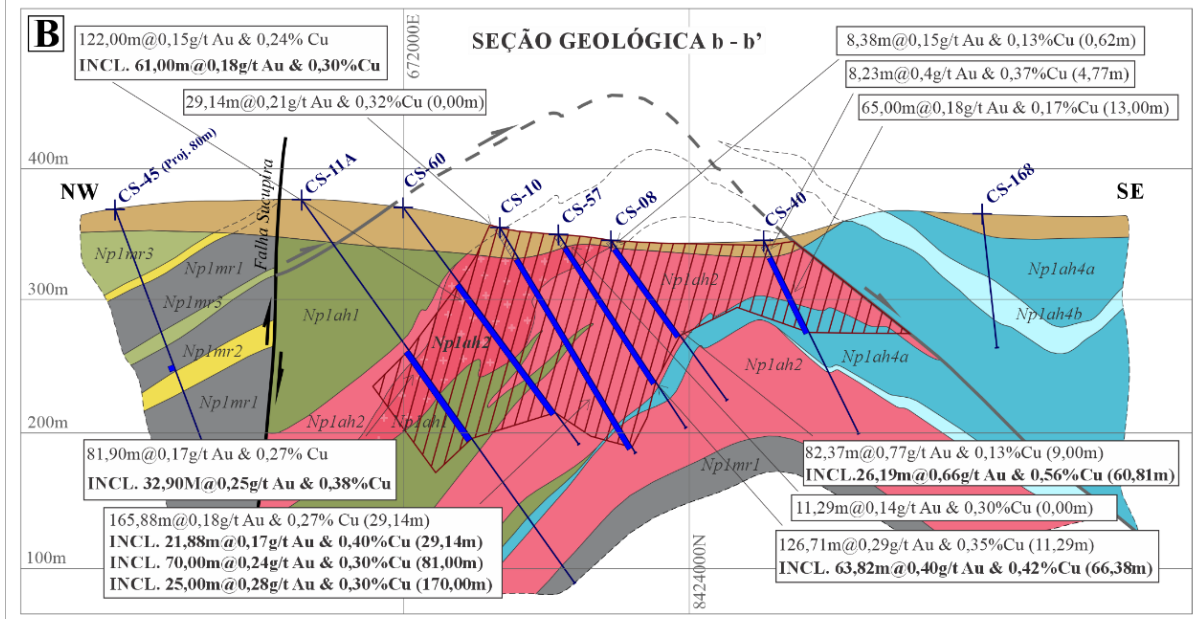
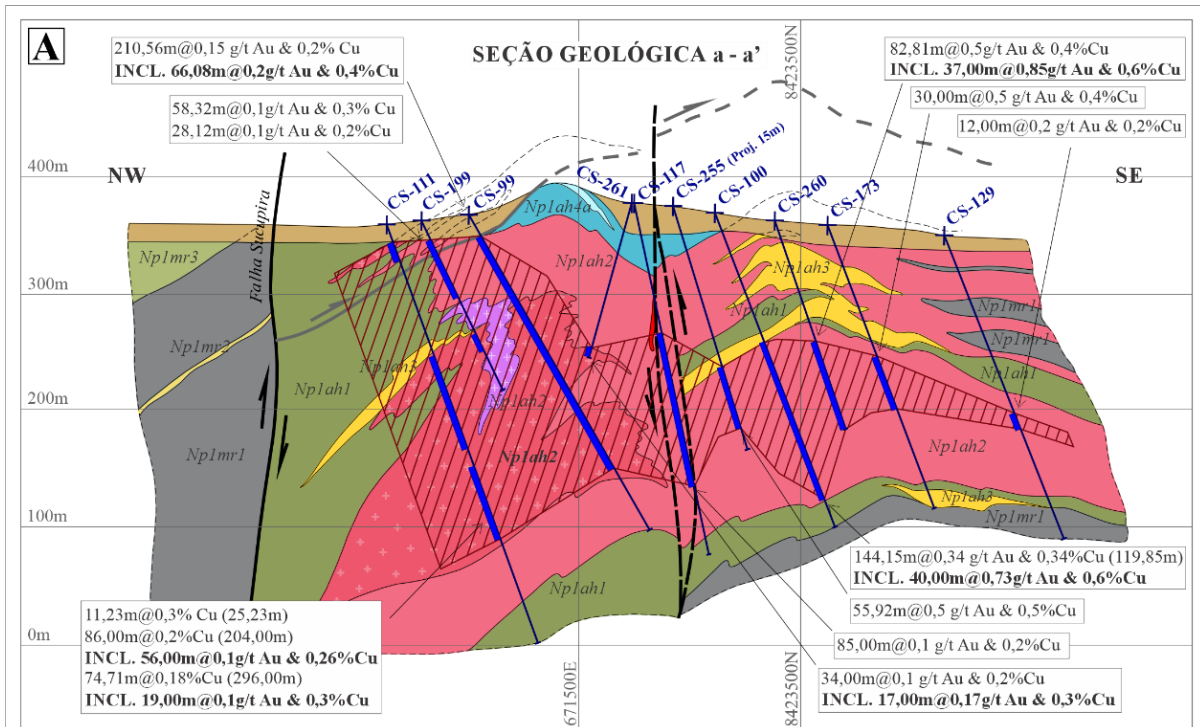
cianita, muscovita xisto com cianita, cianita-muscovita-quartzo xisto, além de cianitito, cianita quartzito e quartzito. Ela corresponde a faixa N50-60E relativamente estreita, com 300 a 1200m de largura, em contato tectônico com as demais unidades. Este, por sua vez, é caracterizado por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de alto ângulo, com direção N45-65E, reversas (Fig. 4.2B). No noroeste da faixa, a zona de cisalhamento é nomeada Falha Sucupira e possui grande importância geológica por delimitar e/ou deslocar a continuidade do corpo de minério (Figs. 4.3A, B).

Ainda segundo Lopes (2009), na Unidade C, localizada a noroeste do depósito Corpo Sul, predominam anfíbolitos com intercalações lenticulares de hornblenditos e rochas metassedimentares indiferenciadas. Nas proximidades do contato com a Unidade B, entretanto, onde há um maior nível de detalhe devido a dados de testemunhos de furos de sondagem, camadas com espessura centimétrica a métrica de calcissilicática e metagrauvaca ocorrem intercaladas a camada (espessura mínima de 250m) de metavulcânica com composição intermediária (Figs. 4.3A, B).

Por fim, em Lopes (2009) é caracterizado corpo de metadiorito tardi- a pós-tectônico, intrusivo a Unidade A e proximal ao seu contato noroeste com a Unidade B. A intrusão possui forma alongada, paralela à zona de cisalhamento dúctil-rúptil com alto ângulo de mergulho, direção N68-70E e cinemática dextral (Fig. 4.2B).

4.3.3. *Arcabouço estrutural*

A região da mina de Chapada é caracterizada por um arranjo estrutural bastante complexo. Lopes (2009) identifica, no mínimo, três eventos deformacionais na área do depósito Corpo Sul, bem como estruturas geradas após estes eventos, indicativas de regime tectônico distensional (Fig. 4.2B). O evento deformacional D_n é caracterizado por dobras F_n isoclinais e isoclinais recumbentes com escala métrica, observadas sobretudo no domínio da unidade litoestratigráfica B. A principal estrutura gerada durante esta fase é uma xistosidade S_n , plano axial das dobras F_n , com direção geral N55-65 ou N235-245 e ângulo de mergulho variável devido aos eventos deformacionais subsequentes. O evento D_{n+1} compreende dobras F_{n+1} sinclinais e anticlinais abertas, assimétricas a simétricas, com escala métrica a quilométrica. Eixos de dobras E_{n+1} apresentam direção geral N75 ou N255 com ângulo de mergulho entre 3 e 5°. Por fim, ao evento D_{n+2} , atribui-se o padrão de interferência tipo domos-e-bacias observado sobretudo no duplo caimento do eixo de dobras F_{n+1} nos domínios das unidades litoestratigráficas A e B.



LEGENDA

UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

- Solo/Saprolito
- Pegmatito

Unidade C (Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa)

- Np1mr3 Metagrauvaca
- Np1mr2 Calcissilicática
- Np1mr1 Rochas metavulcânicas intermediárias

Falha Sucupira

Unidade B (Rochas hospedeiras do depósito de Cu-Au Corpo Sul)

- Np1ah2 Muscovita-biotita-quartzo xisto blastoporfirítico estéril
- Np1ah4b Cianitito, cianita quartzito e quartzito
- Np1ah4a Cianita-muscovita-quartzo xisto
- Np1ah3 Muscovita xisto c/ cianita
- Np1ah2 Muscovita-biotita-quartzo xisto c/ cianita
- Np1ah1 Epidoto-anfíbólio xisto
- Np1ah2 Muscovita-biotita-quartzo xisto blastoporfirítico

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Falha normal (*Pós-Dn+I*)
- ZC c/ alto ângulo de mergulho, reversa (Falha Sucupira) (*Dn+I*)
- ZC c/ baixo ângulo de mergulho, reversa (Sistema de falhas Rio dos Bois) (*Dn*)

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Furos de sondagem diamantada
- Intersecção da fácies sulfetada da mineralização
- Grade Shell (Mineralização Cu-Au)

ESCALA
(Vertical e Horizontal)
1:2000

Fig. 4.3. Seções geológicas do depósito Corpo Sul que mostram a interpretação tectôno-estratigráfica, estruturas, furos de sondagem, corpo de minério e respectivas *composites* de Cu (%) e Au (g/t). **(A)** Seção a – a’, representativa da região centro-sudoeste do depósito; **(B)** Seção b – b’, representativa da região centro-nordeste do depósito.

4.4. Materiais e métodos analíticos

4.4.1. Descrição de testemunhos de furos de sondagem e amostragem

Desde a descoberta do depósito de Cu-Au Corpo Sul pela empresa Yamana Gold Inc., em meados de 2011, cerca de 340 furos de sondagem diamantada foram executados e descritos sistematicamente para a definição do corpo de minério. Como consequência, as principais unidades geológicas, bem como contatos e estruturas no mapa geológico (Atualização a partir de Lopes, 2009) foram melhor representados (Fig. 4.2B).

Para este trabalho, 18 testemunhos de furos de sondagem, ao longo de duas seções geológicas consideradas representativas do depósito (Figs. 4.3A, B), foram descritos e amostrados paralelamente aos trabalhos de pesquisa e exploração mineral desenvolvidos junto a empresa Yamana Gold Inc., no Projeto de Exploração Chapada, Alto Horizonte, GO, Brasil. Complementarmente, cianitito, cianita quartzito e quartzito, bem como intrusões proximais ao depósito Corpo Sul foram descritos e/ou amostrados a partir de afloramentos.

4.4.2. Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O estudo petrográfico foi conduzido em um total de 35 seções delgadas-polidas, no Laboratório de Microtermometria do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP), SP, Brasil, com a utilização dos microscópios petrográficos convencionais ZEISS Axiophot e Leica DM-EP. Adicionalmente, microanálises químicas qualitativas e semiquantitativas foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (IG-UNICAMP), SP, Brasil, com o uso de microscópio eletrônico de varredura (MEV) Leo 430i Zeiss, acoplado a espectrômetro de energia dispersiva (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer, EDS – Oxford Instruments*).

4.4.3. Geoquímica

Análises geoquímicas de rocha total para óxidos de elementos maiores e menores, elementos traço, metais base e voláteis foram conduzidas em 37 amostras correspondentes aos intervalos dos testemunhos de furos de sondagem e amostras de afloramentos, previamente selecionados para estudo petrográfico.

As amostras coletadas a partir dos testemunhos de furos de sondagem são livres de intemperismo, mas devido ao metamorfismo e a complexidade do arcabouço estrutural do depósito, amostras representativas das rochas hospedeiras da mineralização de Cu-Au, livres ou pouco alteradas hidrotermalmente não foram encontradas. Amostras de afloramentos, representativas das intrusões proximais, por sua vez, apesar de metamorfisadas, são livres de intemperismo e alteração hidrotermal.

O preparo e a análise foram realizados no Laboratório ALS Minerals da unidade ALS Global de Goiânia, GO, Brasil. Os procedimentos analíticos incluem: (I) XRF (*X-Ray Fluorescence Analysis*) para óxidos de elementos maiores, menores e traços; (II) Queima da amostra pulverizada a 1000°C e cálculo da diferença de peso do material antes e após a queima para a determinação do LOI; (III) Fusão por borato de lítio e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para elementos menores e traços; (IV) Digestão por quatro ácidos e ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy*) para metais base; (V) Forno LECO para S e C totais.

Para o Au (*Invisible Gold*) foram compilados os resultados das análises por meio de digestão por água régia e ICP-AES, conduzidas no depósito Corpo Sul pela empresa Yamana Gold Inc., no Laboratório ALS Minerals da unidade ALS Global de Goiânia, GO, Brasil. As análises compreendem amostras (método do testemunho ao meio) de 0,5 a 2,0m de testemunho rochoso e são referência para os teores de Au (ppm) das amostras selecionadas bem como para as discussões desenvolvidas nesta pesquisa.

4.4.4. Geocronologia

A obtenção dos concentrados/separação dos cristais de zircão foi realizada no laboratório de Preparação de Amostras e de Concentração Mineral do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP), São Paulo, SP. Para tanto, foram selecionadas três amostras, duas representativas de muscovita-biotita xisto blastoporfíritico e uma de metadiorito.

A metodologia utilizada inclui: (i) britagem em britador de mandíbulas; (ii) moagem em moinho de discos metálicos; (iii) bateamento manual; (iv) separação das fases minerais magnéticas do concentrado com ímã de Nd; (v) separação paramagnética por etapas em separador isodinâmico Frantz, nas correntes 0,1A, 0,3A, 0,6A, 1A e 1,5A; (vi) catação manual de cristais de zircão a partir do concentrado da corrente de 1,5A, imerso em líquido denso (*e.g.*, álcool, acetona), com o auxílio de lupa binocular ZEISS.

As etapas de elaboração do epóxi, polimento, coleta de imagens por catodoluminescência (CL) e análises U-Pb pelo método LA-ICP-MS (*Lazer Ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) dos cristais de zircão separados foram realizados no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LAGIR/UERJ), RJ, Brasil.

Para as análises U-Pb foi utilizado laser *Photon Machines Inc.*, com comprimento de onda de 193 μ m e *spot size* com diâmetro de 25 μ m, acoplado a ICP-MS *Neptune Plus multicollector*. Com base nos procedimentos propostos por Buhn *et al.* (2009), as amostras (componentes abrasados) foram carregadas por fluxo de gás He/Ar para a câmera do ICP e, para cada amostra, obteve-se como resultado: (a) fração de ^{206}Pb não-radiogênico no ponto analisado, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}]_s$ (c = comum; s = amostra); (b) cálculo da razão U/Th e quantidade de Pb, U e Th (ppm) relativos ao zircão de referência 91500; (c) correção do *background*, do fracionamento U/Pb de um mesmo ciclo e normalização pelo padrão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS / valor medido), e cálculo $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ usando $(^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb} * 1/137,88)$; (d) correlação de erro (Rho), definida como o quociente dos erros propagados entre as relações $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$; (e) correção das “bias” através da normalização pelo padrão de referência GJ-1, e do Pb comum, pelo modelo de composição do Pb (Stacey *et al.*, 1975); e (f) grau de concordância = $(^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} \text{ idade} * 100 \text{ idade} / ^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{U})$.

Visando checar a influência do metamorfismo, foram analisados tanto o núcleo quanto a borda dos cristais de zircão, bem como possíveis feições locais de recristalização (Corfu *et al.*, 2003; Hoskin *et al.*, 2003). Quanto ao número de análises U-Pb realizadas e obtidas, a metodologia utilizada é a proposta por Buhn *et al.* (2009). Desse modo, para cada amostra foram obtidas 27 análises. Para cada amostra do depósito Corpo Sul, foram realizadas 27 análises. O cálculo das idades (*concordia age*) e a elaboração dos histogramas de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel foram realizados com o auxílio do IsoplotR (Vermeesch, 2018).

4.5. Resultados

4.5.1. Caracterização litológica

4.5.1.1. Unidade A (*Intrusão pré- tectônica*)

Nas proximidades do contato entre as unidades tectonoestratigráficas A e B, o anfibólio gnaiss ou ortognaiss (*Np1y1gnd*) apresenta cor cinza a verde escuro, granulação fina (0,1 a 1mm) e estrutura laminada (*Sn-1*) (Fig. 4.4A, A1). As texturas compreendem a granoblástica, definida por cristais de plagioclásio e quartzo nos níveis félsicos do bandamento composicional (*Sn-1*) e a nematoblástica, dada por cristais de anfibólio±biotita de foliação pouco penetrativa (*Sn*) sobreposta ao bandamento (Fig. 4.4A1, A2). A mineralogia é formada por oligoclásio (25 a 50%), quartzo (5 a 10%), hornblenda (15 a 25%), biotita (5 a 15%), epídoto (até 10%), actinolita/tremolita (até 15%) e clorita (até 5%), além de apatita, rutilo e magnetita como acessórios. Entre as principais relações mineralógicas estão os cristais de hornblenda, subdioblásticos a xenoblásticos, que ocorrem parcialmente transformados em biotita e/ou actinolita/tremolita e clorita (Fig. 4.4A2). O plagioclásio (oligoclásio) pode ser primário/ígneo, com forma arredondada e zoneamento composicional preservado, ou secundário/recristalizado com forma subdioblástica e registro de deformação dado por extinção ondulante (Fig. 4.4A1). Ademais, não são observados sulfetos ou alteração hidrotermal sobreposta.

4.5.1.2. Unidade B (*Rochas hospedeiras da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul*)

O epídoto-anfibólio xisto (*Np1ah1*) exibe cores verde e cinza ou verde e branco e granulação fina a grossa (0,5 a 5mm). Estruturalmente a rocha pode ser bandada (*Sn-1*), sobreposta por dobras cerradas a isoclinais (recumbentes) (*Fn*), a foliada, a partir do desenvolvimento da foliação plano axial (*Sn*) (Figs. 4.4B, B1). As texturas mais proeminentes são a nematoblástica e a granoblástica definidas, respectivamente, pelo anfibólio, nos níveis máficos, e pelo quartzo e plagioclásio, nos níveis félsicos. A textura lepdoblástica, quando presente, é caracterizada por biotita ± muscovita (Fig. 4.4B1). A composição mineralógica inclui quartzo (10 a 30%), oligoclásio (até 15%), microclínio (até 5%), hornblenda (até 30%), biotita (10 a 25%), muscovita (até 20%), epídoto (até 20%), clinozoisita/zoisita (até 15%), actinolita/tremolita (até 25%), clorita (até 15%) e granada (traços). As fases acessórios compreendem zircão e apatita. Entre os minerais, destacam-se os cristais de hornblenda, subdioblásticos a xenoblásticos, ricos em inclusões de quartzo e, menos comum, pirita,

calcopirita e/ou rutilo, que ocorrem parcialmente substituídos por biotita e/ou epídoto (Fig. 4.4B1).

O muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita (*Np1ah2*) é a principal rocha hospedeira da mineralização cupro-aurífera (Figs. 4.3A, B). Ele apresenta cor cinza e granulação fina a muito grossa (0,5mm a 2cm). A textura mais notável é a blastoporfirítica caracterizada por cristais de plagioclásio (1 a 2cm) com sombra de pressão formada por cristais de quartzo a partir da rotação segundo a foliação principal da rocha (*Sn*). Esta, por sua vez, é definida por cristais isorientados de biotita e/ou muscovita (Figs. 4.4C, C1). Localmente, dobras isoclinais recumbentes (*Fn-1*) podem ser observadas parcialmente ou totalmente sobrepostas por foliação plano axial (*Sn*) (Fig. 4.4D, D1). Dobras de crenulação (*Fn+1*), com intensidade variável de desenvolvimento da clivagem de crenulação (*Sn+1*), por sua vez, caracterizam o evento mais recente (*Dn+1*) (Fig. 4.4E). A mineralogia compreende quartzo (30 a 50%), plagioclásio (até 15%), microclíneo (até 10%), cianita (até 5%), biotita-1 (10 a 25%), muscovita (10 a 40%), epídoto (até 10%), clinozoisita/zoisita (até 10%), clorita (até 5%) e granada (até 3%). Zircão e apatita são as fases acessórias. O plagioclásio reliquiar pode apresentar extinção ondulante e/ou ocorrer mais ou menos substituído por quartzo e albita, além de sobreposto/alterado por cristais de sericita, epídoto e granada com granulação muito fina a fina (até 0,3mm) (Fig. 4.4C1). Adicionalmente, análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do plagioclásio reliquiar indicam a presença de fases composicionais menos sódicas (oligoclásio – andesina) (Fig. 4.4F) (Anexo 2B). A granada, que ocorre principalmente sobrecrecida a outros minerais, tanto no domínio micáceo quanto no quartzoso, é isotrópica, idioblástica a xenoblástica e não possui sombra de pressão. Borda de reação, porém, composta por clorita é bastante comum. As análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) indicam composição cálcica para os cristais, compatível com a da variedade grossulária, e zonamento caracterizado por menor percentual de Fe (Fig. 4.4G) (Anexo 2A).

O muscovita xisto com cianita (*Np1ah3*) tem cor cinza claro a branca e granulação fina a média (0,2 a 3mm). A estrutura é foliada (*Sn*) e crenulada, com intensidade variável de desenvolvimento da clivagem de crenulação (*Sn+1*) (Figs. 4.4H, H1). Localmente, estrutura laminada a bandada, paralela à foliação principal (*Sn*), é determinada pela alternância entre níveis diferenciados mais ou menos ricos em pirita e calcopirita (traços) (Fig. 4.4H). As principais texturas são a lepidoblástica e a quartzo ribbon a granoblástica, definidas pela muscovita e pelo quartzo, respectivamente (Fig. 4.4H1). Na composição mineralógica constam quartzo (35 a 40%), plagioclásio (2 a 10%), cianita (até 3%), biotita (até 10%), muscovita (25 a 30%), epídoto (até 15%), clinozoisita/zoisita (até 10%), clorita (até 5%), sericita (até 20%)

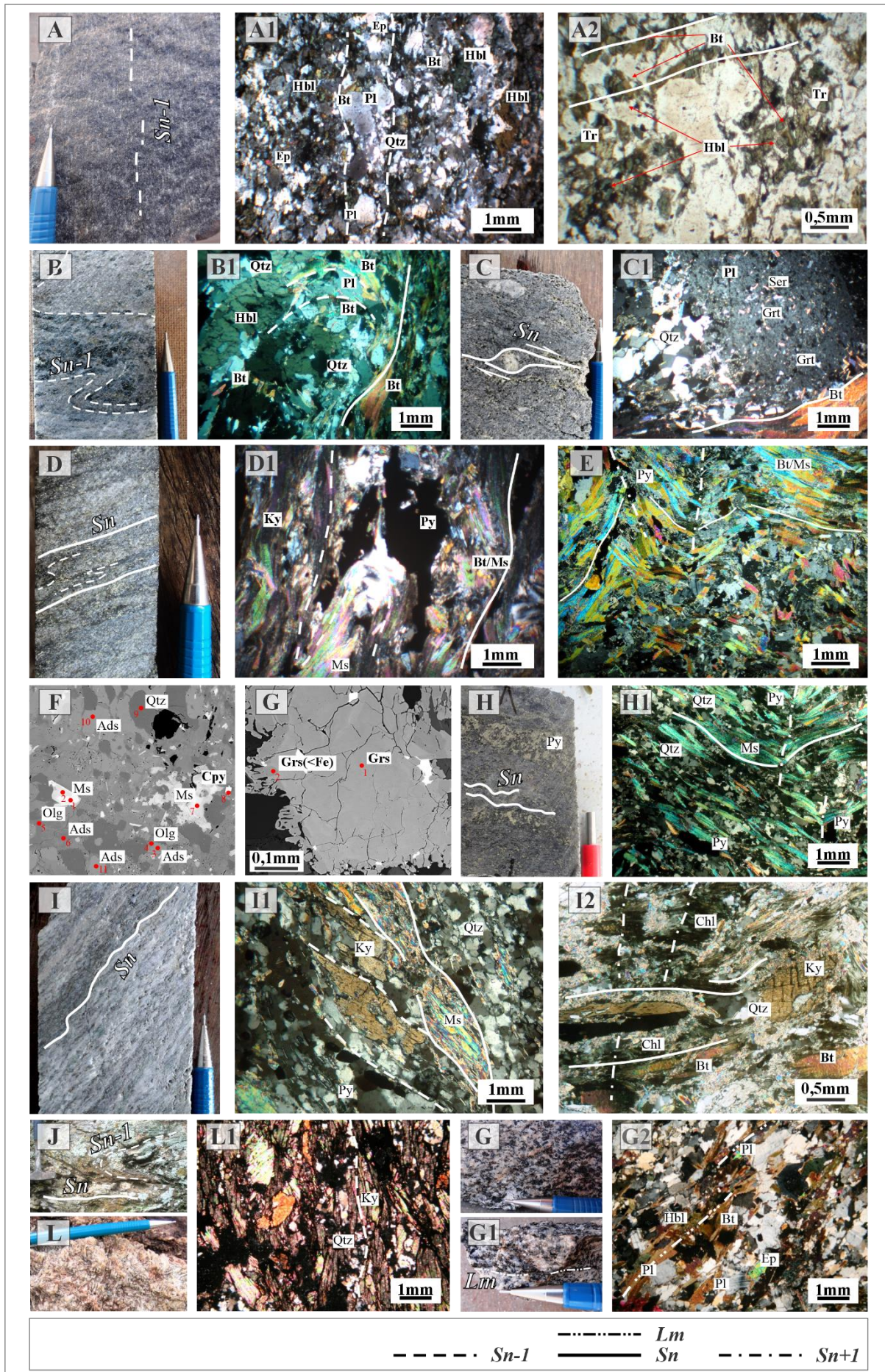


Fig. 4.4. Características de campo, testemunhos de furos de sondagem e seções delgadas-polidas mais relevantes do ortogneisse (Unidade A), das rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul (Unidade B) e do metadiorito. **(A)** Anfibólio gnaisse com estrutura laminada; **(A1)** Textura granoblástica e níveis félsicos do bandamento composicional (S_{n-1}) definidos por plagioclásio e quartzo; **(A2)** Textura nematoblástica definida por hornblenda, parcialmente transformada em biotita e/ou tremolita e clorita, segundo a foliação S_n ; **(B)** Epídoto-anfibólio xisto com pirita disseminada e bandamento composicional (S_{n-1}) preservado; **(B1)** Foliação definida por biotita $\pm$ muscovita (S_n) sobreposta a nível máfico (principalmente hornblenda) do bandamento composicional (S_{n-1}); **(C)** Muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita e textura blastoporfírica definida por cristais de plagioclásio reliquiar rotacionados segundo a foliação principal (S_n); **(C1)** Sombra de pressão (quartzo) gerada a partir da deformação e rotação do plagioclásio reliquiar alterado por sericita e granada; **(D)** Muscovita-biotita-quartzo xisto com dobras isoclinais recumbentes intrafoliares (F_n); **(D1)** Dobra isoclinal recumbente (F_n), com pirita deformada segundo a zona charneira, intrafoliar a foliação principal (S_n) definida por biotita, muscovita e cristais de cianita; **(E)** Dobras de crenulação (F_{n+1}) e clivagem de crenulação (S_{n+1}) (descontinuidade) sobrepostas a foliação principal (S_n) definida por biotita (2) e muscovita; **(F)** Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de plagioclásio reliquiar (oligoclásio-andesina); **(G)** Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de granada (grossulária); **(H)** Muscovita xisto com cianita e níveis de diferenciação metamórfica ricos em pirita; **(H1)** Textura lepidoblástica e foliação principal (S_n) definidas por muscovita. Presença de dobra de crenulação (F_{n+1}) e clivagem de crenulação (S_{n+1}) caracterizada por descontinuidade; **(I)** Cianita-muscovita-quartzo xisto com pirita disseminada; **(I1)** Foliação S/C com S definida por cristais insipientes de cianita, quartzo e pirita e C, paralela a foliação principal (S_n), definida por muscovita e quartzo; **(I2)** Foliação principal S_n definida por cristais insipientes de cianita e de biotita parcialmente transformada em clorita com forte sericitização sobreposta; **(J)** Cianita quartzito com dobra isoclinal (F_n) intrafoliar; **(L)** Cianitito com textura decussada definida por cristais de cianita; **(L1)** Textura nematoblástica definida por cristais de cianita; **(G)** Metadiorito com estrutura compacta; **(G1)** Metadiorito deformado com lineação mineral (L_m) definida pela reorientação do anfibólio; **(G2)** Textura lepidoblástica caracterizada por cristais de biotita neoformada. LEGENDA: (Pl) plagioclásio; (Ads) andesina; (Olg) oligoclásio; (Hbl) hornblenda; (Ky) cianita; (Tr) tremolita; (Grt) granada; (Grs) grossulária; (Ep) Epídoto; (Czo) clinozoisita; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Fe) ferro.

e granada (traços). Apatita e zircão correspondem as fases acessórias. Entre os minerais, importante ressaltar a presença esporádica de cristais de cianita, subdioblásticos a xenoblásticos, quase sempre com borda de reação constituída por sericita e contidos na foliação micácea (S_n) composta predominantemente por muscovita.

O cianita-muscovita-quartzo xisto (*Np1ah4a*) exibe cor cinza a azul claro e granulação fina a grossa (0,2 a 5mm). A estrutura varia de foliada (S_n) e crenulada, com diferentes intensidades de desenvolvimento do plano de crenulação (S_{n+1}), a laminada, devido a alternância entre níveis diferenciados mais ou menos ricos em pirita, paralelos a foliação principal (S_n) (Fig. 4.4I). Localmente, foliação mais antiga é observada a partir de estrutura S-C com S definida por cristais de cianita e quartzo (S_{n-1}) e C, formada por muscovita e quartzo, paralela/equivalente a foliação principal (S_n) (Fig. 4.4I1). Quanto a textura, a mais proeminente é a maculada ou porfiroblástica, relacionada a cristais insipientes de cianita (5 a 10%) (Figs. 4.4I, I2). Além deste, a mineralogia engloba quartzo (30 a 55%), plagioclásio (até 5%), estauroлита (até 15%), biotita (até 15%), muscovita (5 a 40%), clorita (até 15%), sericita (até 30%), epídoto (traços) e granada (traços). Além da cianita, é importante frisar a presença esporádica de cristais insipientes de estauroлита, xenoblásticos e ricos inclusões, contidos na foliação micácea. Esta, por sua vez, é definida principalmente pela muscovita e, menos comum, pela biotita $\pm$ clorita (Fig. 4.4I1, I2).

Cianitito, cianita quartzito e quartzito (*Np1ah4b*) apresentam cor azul claro, cinza claro ou branca e granulação predominantemente grossa (<5mm). As estruturas mais comuns são a granulosa ou maciça a foliada. Dobras isoclinais de escala centimétrica, intrafoliares em relação a foliação principal (S_n), também podem ser observadas (Fig. 4.4J). A textura mais comum é a granoblástica, definida pelo quartzo. Nos cianititos, porém, as estruturas planares são pouco desenvolvidas e a textura decussada pode predominar em relação a nematoblástica (Fig. 4.4L). A composição mineralógica apresenta quartzo (20 a 80%), cianita (10 a 70%), microclíneo/ortoclásio (até 5%), biotita (até 2%), muscovita (até 5%) e sericita (até 10%). De modo geral, os cristais de cianita ocorrem bem preservados. Possuem forma idióblástica a subdióblástica, extinção ondulante e sericitização insipiente (Fig. 4.4L1).

4.5.1.3. *Intrusão tardi- tectônica*

O metadiorito (*Np3y2md*) é mesocrático, holocristalino, fanerítico com cristais de granulação média (1 a 10mm), equigranulares a inequigranulares. A estrutura varia de compacta a ligeiramente deformada (Figs. 4.4G, G1). Na facies deformada, possivelmente borda do corpo intrusivo, é possível observar lineação mineral e textura nematoblástica relacionada a reorientação do anfibólio, principalmente (Fig. 4.4G1). Textura lepdoblástica, relacionada a cristais neoformados de biotita, é observada apenas localmente (Fig. 4.4G2). A mineralogia inclui andesina (43 a 45%), feldspato potássico (até 5%), hornblenda (10%), piroxênio (até 5%), quartzo (10%), biotita (13 a 15%), actinolita (até 10%), muscovita (até 5%), clorita (até 2%) e

epídoto (até 10%). Zircão, rutilo e apatita são as fases acessórias. Entre as relações mineralógicas mais importantes constam os cristais de biotita, formados a partir do anfibólio magmático, e os cristais de plagioclásio (>andesina) subédricos a anédricos, com bordas angulosas/retas a arredondadas, que podem apresentar extinção ondulante (Fig. 4.4G2). Ademais, não são observados sulfetos ou alteração hidrotermal sobreposta.

4.5.2. *Alteração hidrotermal*

O estudo petrográfico permitiu a identificação de pelo menos um tipo de alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul. A granada, com composição similar à da variedade grossulária, ocorre principalmente no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita ($\approx 3\%$) (Subcapítulo 4.5.1.2). Nele, a grossulária é observada disseminada, como quando sobrecrecida aos relíquitos de fenocristais de plagioclásio (Figs. 4.4C1 e 4.5A, A1), e em agregados, compondo paragênese com clinozoisita/zoisita e sulfetos (pirita $\pm$ calcopirita) (Fig. 4.5B, B1) ou clorita $\pm$ clinozoisita/zoisita (Figs. 4.5C - D1). Os minerais apresentam granulação fina com maior variação relacionada aos cristais de grossulária (0,1 a 0,5mm). Eles obliteram o domínio micáceo, que define a foliação principal (S_n), e alteram principalmente a biotita (Figs. 4.5B – D1). Adicionalmente, tendo em vista a dificuldade para discriminar os cristais de clorita e epídoto hidrotermais daqueles originados a partir do retrometamorfismo regional, a intensidade da alteração é considerada fraca, baseada sobretudo na presença da grossulária.

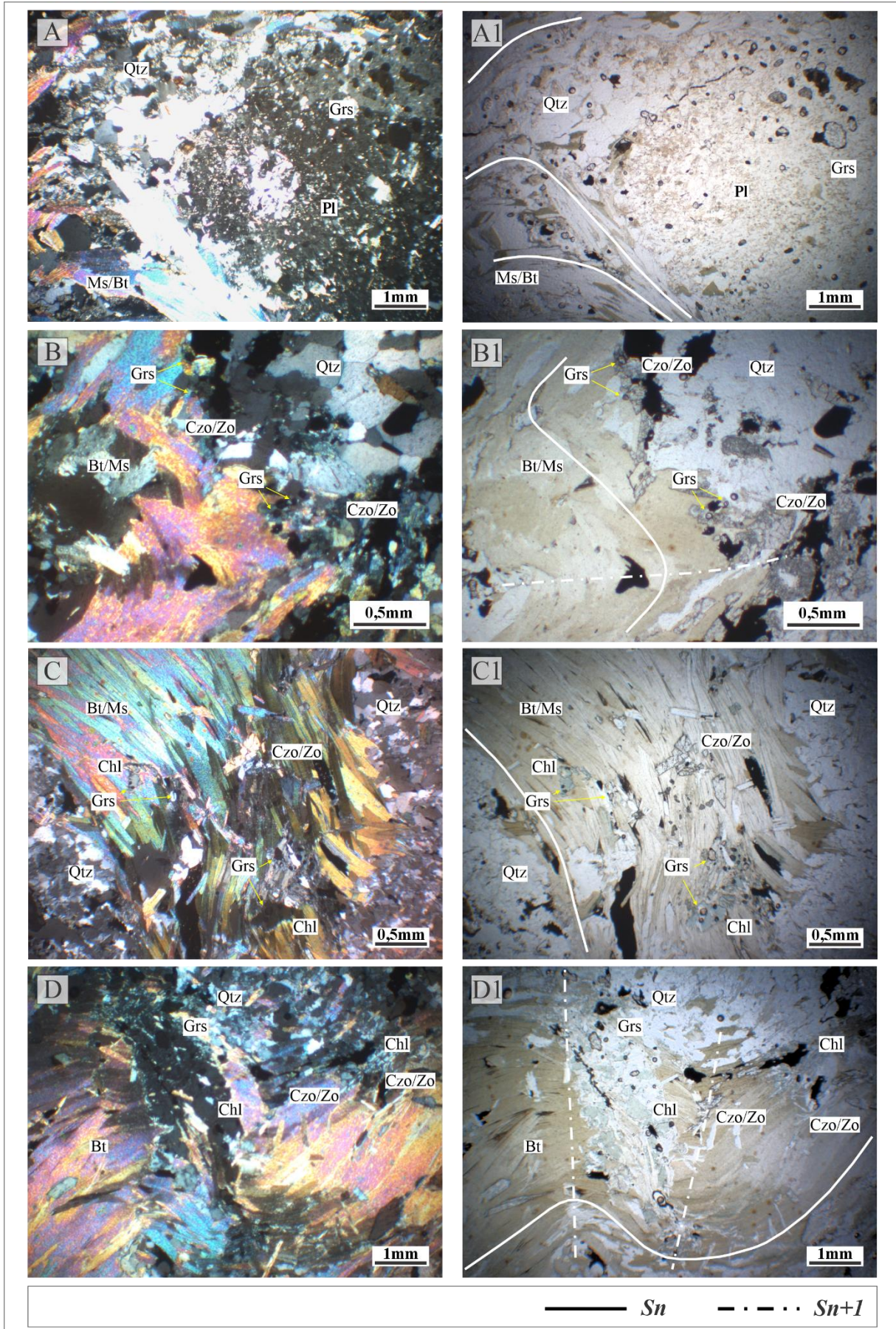


Fig. 4.5. Alteração hidrotermal tardia associada ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfírico. (**A, A1**) Relictos de fenocristais de plagioclásio sobrecrecidos por cristais de grossulária; (**B, B1**) Agregados de grossulária + clinozoisita/zoisita e sulfetos na interface dos domínios micáceo, definido por biotita/muscovita, e quartzoso; (**C, C1**) Agregados de grossulária + clinozoisita/zoisita + clorita sobrecrecidos ao domínio micáceo da foliação principal (*Sn*); (**D, D1**) Forte obliteração do domínio micáceo da foliação principal (*Sn*) por grossulária + clinozoisita/zoisita + clorita. LEGENDA: (Grs) grossulária; (Czo) clinozoisita; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita.

4.5.3. Mineralização

4.5.3.1. Mineralização disseminada

No epídoto-anfibólio xisto, a mineralização é composta por pirita (6,5 a 15%), calcopirita (até 5%), rutilo (até 5%), além de ocorrências pontuais de magnetita e molibdenita. Nos níveis máficos do bandamento composicional que define a foliação mais antiga (*Sn-I*), ela é observada principalmente inclusa em cristais de hornblenda (Figs. 4.6A, A1). Em domínios granoblásticos e lepdoblásticos, que caracterizam a foliação principal (*Sn*), ela é observada tanto inclusa no anfibólio (hornblenda e/ou actinolita), quanto disseminada e deformada segundo o contato entre minerais (Figs. 4.6B, B1). A pirita apresenta granulação muito fina a fina (até 1mm) e, enquanto associada aos níveis máficos do bandamento composicional, é subdioblástica a xenoblástica e pouco fraturada (Fig. 4.6A1). Nos domínios granoblásticos e lepdoblásticos, a pirita é alongada ou sigmoidal e fraturada (Fig. 4.6B1). Rutilo e calcopirita são muito finos a finos (até 0,2mm). O rutilo é idioblástico a subdioblástico (arredondado) e pode ocorrer incluso na pirita (Fig. 4.6A1). A calcopirita, por sua vez, ocorre inclusa ou envolvendo parcialmente os cristais de pirita (Fig. 4.6B1).

No muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, a mineralização cupro-aurífera é composta por um percentual de calcopirita (1,6 – 5,4%) relativamente elevado quanto as demais litologias hospedeiras da mineralização. Além da calcopirita, a paragênese compreende pirita (2,2 a 6,2%), magnetita (até 3%) e concentrações menores de molibdenita, calcocita e covelita. De modo geral, cristais de pirita, calcopirita e magnetita são observados deformados/alongados segundo a foliação principal (*Sn*), tanto no contato do domínio micáceo com o quartzoso quanto nos interstícios entre cristais de quartzo (Figs. 4.6C, C1). Injeções muito finas de calcopirita, porém, são observadas nos planos de clivagem ou no contato entre os cristais de biotita ± muscovita (Fig. 4.6C1). Como registro da foliação mais antiga (*Sn-I*), são observados relictos

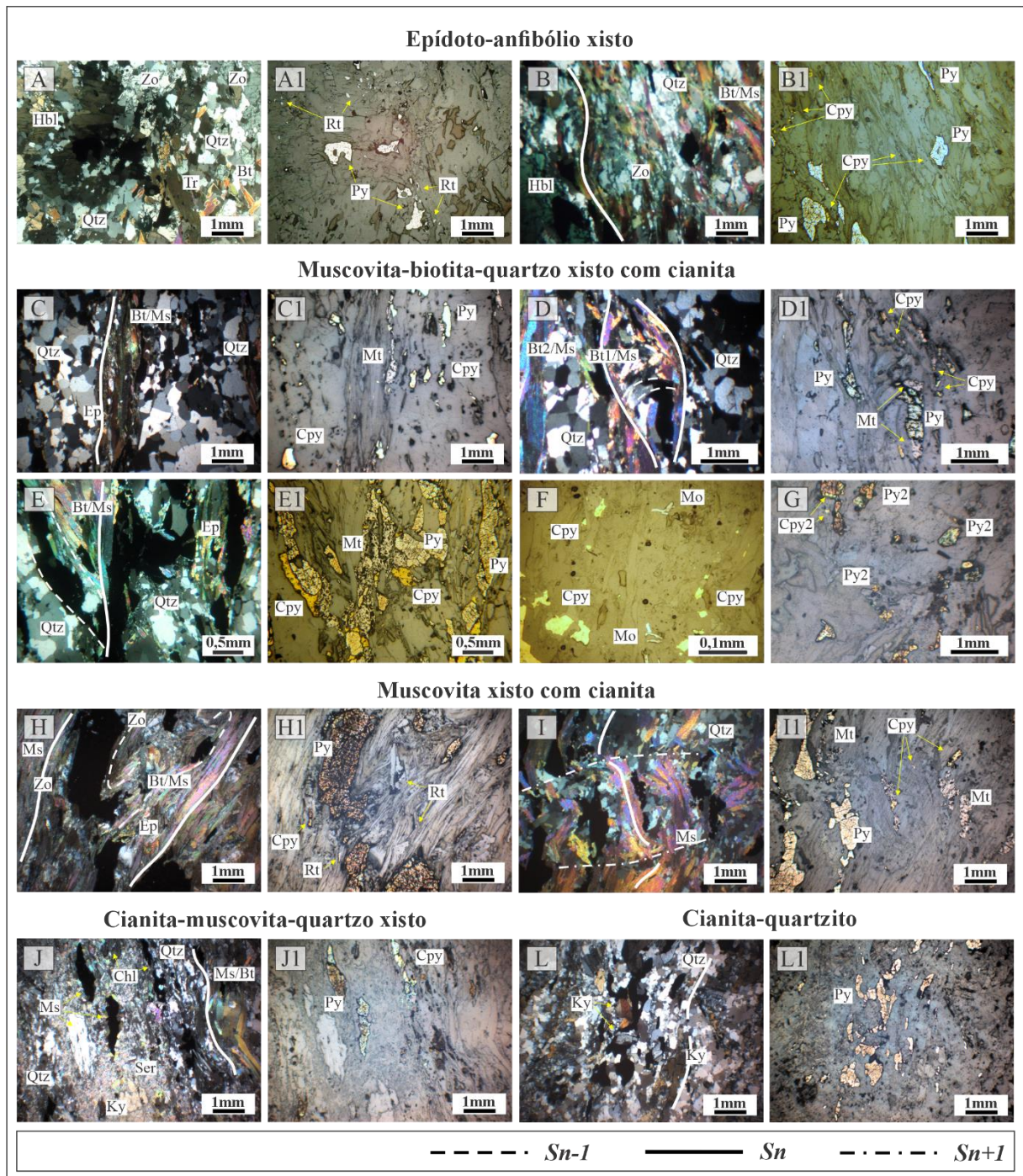


Fig. 4.6. Principais aspectos da mineralização disseminada nos diferentes litotipos hospedeiros do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A, A1) Rutilo e pirita, com inclusão arredondada de rutilo, inclusos em cristal de hornblenda; (B, B1) Pirita e calcopirita inclusas em hornblenda e deformadas, com formas alongadas a sigmoidais fraturadas, segundo a foliação principal (*Sn*); (C, C1) Calcopirita, magnetita e pirita alongadas segundo o contato entre o domínio micáceo e o quartzoso e em interstícios do domínio quartzoso que definem a foliação principal (*Sn*). A calcopirita também ocorre como injeções na clivagem e/ou no contato entre cristais de biotita e muscovita; (D, D1) Pirita, magnetita e calcopirita deformadas segundo os interstícios entre cristais de quartzo e biotita que definem a foliação mais antiga (*Sn-1*) ou relictos de dobras (*Fn*); (E, E1) Estrutura S/C com magnetita e pirita alongadas e fraturadas. A

calcopirita ocorre inclusa, envolvendo os cristais ou como injeções nas fraturas. Injeções de calcopirita também são observadas segundo os interstícios entre cristais de biotita e muscovita; **(F)** Ocorrência local de cristais tabulares de molibdenita em paragênese com a calcopirita; **(G)** Mineralização tardia caracterizada por pirita e calcopirita pouco deformadas na regi'ao de contato entre os domínios micáceo e quartzoso; **(H, H1)** Dobra isoclinal recumbente com pirita deformada segundo a zona de charneira, bem como rutilo e calcopirita alongados segundo as foliações S_{n-1} e S_n ; **(I, I1)** Pirita, magnetita e calcopirita alongados e/ou boudinados segundo a foliação principal (S_n); **(J, J1)** Pirita alongada a sigmoidal e fraturada segundo a foliação S de estrutura S/C com C paralela a foliação principal (S_n). Calcopirita ocorre envolvendo a pirita ou como injeções na clivagem ou interstícios entre cristais de clorita; **(L, L1)** Pirita alongada e fraturada, inclusa ou envolvendo cristais de cianita deformados e/ou rotacionados segundo a foliação principal (S_n). LEGENDA: (Hbl) hornblenda; (Ky) cianita; (Tr) tremolita; (Ep) Epidoto; (Zo) Zoisita; (Bt) biotita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Qtz) quartzo; (Chl) clorita; (Py) pirita; (Cpy) calcopirita; (Mt) magnetita; (Rt) Rutilo; (Mo) Molibdenita.

de dobras (F_n), com pirita, magnetita e calcopirita deformados nos interstícios entre cristais de quartzo e biotita (Figs. 4.6D, D1). Localmente, cristais deformados de pirita, magnetita e injeções de calcopirita segundo a foliação S, definida por biotita/muscovita e quartzo, de estrutura S/C, com C paralela à foliação principal (S_n), também é observada (Figs. 4.6E, E1). Os cristais alongados de magnetita possuem granulação fina a média (até 1,5mm). Ao longo da extensão do cristal, a calcopirita é observada tanto como inclusões arredondadas quanto como injeções nas fraturas. Inclusões de cristais de pirita, tanto arredondados quanto idioblásticos a subidioblásticos e com textura esponjosa, também são observados localmente (Fig. 4.6E1). Os cristais alongados e fraturados de pirita, por sua vez, têm granulação fina a média (até 1,2mm) e comumente apresentam calcopirita muito fina a fina (até 0,8mm) envolta nas bordas (Fig. 4.6E1). Esta, pode apresentar borda de reação formada por calcocita ou covelita. Cristais tabulares de molibdenita são muito finos (até 0,05mm) e ocorrem apenas localmente (Fig. 4.6F). Por fim, associada a alteração hidrotermal, caracterizada principalmente por grossulária e zoisita/clinozoisita (Subcapítulo 4.5.2), ocorrem cristais idioblásticos a subidioblásticos de pirita fina (até 0,5mm), fraturada, e calcopirita muito fina a fina (até 0,2 mm) (Figs. 4.5B, B1 e 4.6G). Alguma relação espacial com a interface dos domínios micáceo e quartzoso, que definem a foliação principal (S_n), bem como com as dobras de crenulação (F_{n+1}) é observada.

No muscovita xisto com cianita, a mineralização é caracterizada por pirita (5 a 12%), magnetita (até 7%), calcopirita (até 2,5%) e rutilo (até 1.5%). Os cristais, principalmente a pirita, são observados tanto deformados/contidos em dobras isoclinais recumbentes e intrafoliares (F_n) quanto alongados segundo a foliação principal (S_n) (Figs. 4.6H – I1). Os

cristais alongados de pirita apresentam granulação fina a média (até 3mm) (Figs. 4.6H1, I1). Segundo a foliação principal (*Sn*) são observadas feições de boudinage assimétrica, além de fraturamento dos cristais (Fig. 4.6I1). Cristais de magnetita também ocorrem alongados e fraturados. Possuem granulação fina (até 1mm) e são observados, mais comumente, segundo a foliação principal (*Sn*) (Fig. 4.6I1). A calcopirita é muito fina a fina (até 0,3mm). Ocorre como inclusões arredondadas ou como injeções nas fraturas dos cristais de magnetita e pirita. Também é observada envolvendo esses cristais ou como injeções na clivagem e no contato entre cristais de muscovita (Fig. 4.6I1). O rutilo é muito fino a fino (até 0,3 mm) e alguns cristais ocorrem alongados segundo o contato entre cristais de muscovita (Fig. 4.6H1).

A mineralização no cianita-muscovita-quartzo xisto é composta por pirita (10 a 17%), calcopirita (até 3%) e ocorrências esporádicas de rutilo. A pirita apresenta granulação fina a média (até 1,3mm) e pode ocorrer alongada a sigmoidal e fraturada. A calcopirita é fina (até 0,3mm) e ocorre envolvendo a pirita ou, localmente, como injeções na clivagem ou nos interstícios entre cristais de clorita (Figs. 4.6J, J1). Apesar da forte sericitização associada a essa litologia, as formas sigmoidais da pirita são condizentes com evidências locais de estrutura S/C (Fig. 4.5I1). Os cristais de pirita, tanto no domínio micáceo quanto no quartzoso, estariam contidos na foliação S com C paralela a foliação principal (*Sn*) (Figs. 4.6J, J1).

Cianitito, cianita quartzito e quartzito hospedam mineralização composta majoritariamente por pirita (até 20%) acompanhada por ocorrências pontuais de calcopirita e rutilo. Os cristais de pirita têm granulação fina a média (até 1,3mm). São subdioblásticos a alongados e fraturados e, nos litotipos que contêm cianita, são observados inclusos e/ou envolvendo os cristais deformados/rotacionados de cianita segundo a foliação principal (*Sn*) (Figs. 4.6L, L1).

4.5.3.2. Veios

Diferentes gerações e tipos de veios, apesar de esporádicos, ocorrem nas rochas hospedeiras e encaixantes do depósito Corpo Sul. Entre eles, dois tipos chamam a atenção pela paragênese da mineralização hospedada e pela relação espacial com o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. São eles: (i) veios de quartzo com calcopirita $\pm$ magnetita $\pm$ pirita e (ii) veios de quartzo com pirita $\pm$ calcopirita.

Os veios de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita (ou Tipo I) ocorrem no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. São translúcidos a brancos com paredes/relações de contato difusas. Possuem escala centimétrica (até 1cm) e podem ocorrer localmente espessados por dobras isoclinais recumbentes (*Fn*) (Fig. 4.7A), ou boudinados e rompidos

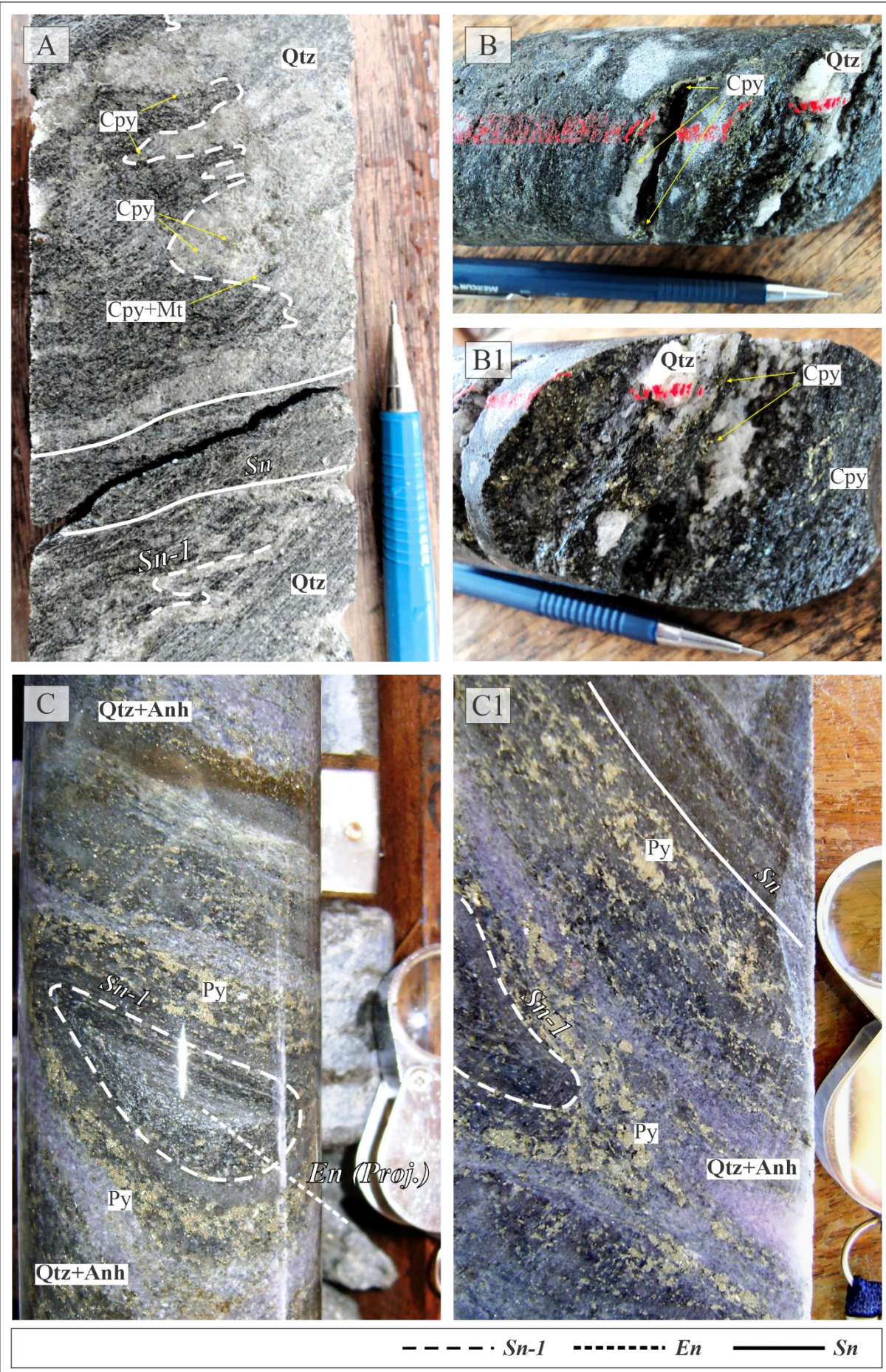


Fig. 4.7. Veios mineralizados do depósito de Cu-Au Corpo Sul. **(A)** Veio de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita em muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. Ocorre espessado por dobras isoclinais recumbentes (*Fn*); **(B - B2)** Veio(s) de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita em muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita boudinado(s) e rompido(s) segundo a foliação principal (*Sn*). **(C e C1)** Veio(s) de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita em rocha metavulcânica intermediária deformado(s) segundo dobra isoclinal (*Fn*) intrafoliar. LEGENDA: (Qtz) quartzo, (Anh) anidrita; (Cpy) calcopirita; (Py) pirita; (Mt) magnetita.

segundo a foliação principal (*Sn*) (Figs. 4.7B, B1).

Os veios de quartzo com pirita $\pm$ calcopirita (ou Tipo II) são distais ao muscovita-biotita-quartzo xisto. Ocorrem no epídoto-anfibólio xisto, cianita-muscovita-quartzo xisto e muscovita-quartzo xisto com cianita, e em rochas encaixantes do depósito como metavulcânicas intermediárias e metagrauvacas. São translúcidos a eventualmente roxos, cor esta atribuída a presença de gipsita/anidrita. Possuem escala centimétrica (até 4cm), relações de contato difusas com a rocha encaixante e são comumente observados deformados segundo dobras isoclinais e/ou isoclinais recumbentes (*Fn*) (Figs. 4.7C, C1).

4.5.4. Geoquímica de rocha total

Os resultados das análises químicas de rocha total obtidos no presente estudo foram sumarizados e listados na Tabela 2.

Tabela 2. Síntese dos resultados das análises de elementos maiores, menores e traços (mediana dos valores) das intrusões encaixantes e/ou proximais e das rochas hospedeiras da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul.

ELEMENTO/ Rocha	Ortognaisse	Epídoto- anfibólio xisto	Muscovita- biotita- quartzo xisto c/ cianita	Muscovita xisto c/ cianita	Cianita- muscovita- quartzo xisto	Metadiorito
Nº. de amostras	2	6	17	4	5	2
(wt%)						
SiO ₂	56.7	57.2	63.6	61.7	60.3	54.8
Al ₂ O ₃	18.05	16.88	16.85	16.98	20.2	17.9
Fe ₂ O ₃ T	8.7	8.84	5.8	7.11	8.15	9.45
MgO	3.36	4.44	2.57	2.45	4.09	3.76
CaO	9.18	4.35	1.75	2.85	0.05	7.22
Na ₂ O	2.33	1.97	1.92	1.75	0.45	3.72
K ₂ O	0.84	2.22	3.48	3.66	2.46	1.01
TiO ₂	0.6	0.5	0.29	0.75	0.5	1.2

P2O5	0.22	0.27	0.19	0.2	0.2	0.28
MnO	0.18	0.08	0.03	0.1	0.04	0.16
BaO	0.04	0.05	0.08	0.1	0.06	0.03
SrO	0.09	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI 1000	0.68	3.11	2.38	3.2	6.07	0.79
TOTAL	100.28	100.29	99.66	99.85	100.32	99.57
(ppm)						
Mo	0.75	3.75	11	18	1	0.75
Cu*	122.5	246	2780	1298	138	30
Sb	0.03	0.04	0.07	0.08	0.05	0.15
Zn	74	57.5	51	74	85	89.5
Ni	9.5	13	7	11	21	10
Ag	0.25	0.03	0.5	0.03	0.03	0.25
As	0.6	1.7	2.2	1.85	2.6	2.05
Cd	0.25	0.03	0.03	0.03	0.03	0.25
Tl	0.16	0.03	0.03	0.03	0.03	0.15
Ga	20	17.4	15.5	18.35	17.4	20.3
Hf	2.3	2.45	2.4	3.35	2.3	2.55
V	247	208.5	171	168.5	218	200
Sc	20.5	18.5	9	13	21	17.5
Se	0.15	4.75	5.1	3	16	0.15
Hg	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Te	0.02	0.44	0.21	0.22	0.13	0.01
Bi	0.01	0.16	0.09	0.11	0.73	0.01
Co	18.5	19.5	12	16	34	23.5
Sn	1	2	1	1.5	2	1.5
W	1	7.5	4	7	3	6.5
Cr	35	55	30	40	80	35
Li	7.5	10	10	10	20	10
Cs	0.28	1.51	1.66	1.69	0.96	0.66
Rb	16.05	73.4	108.5	107.75	84.6	22.1
Ba	246	338.5	706	798	591	301
Th	4.42	6.01	6.77	3.49	5.77	1.73
U	1.01	2.35	1.73	1.25	2.39	0.56
Nb	3.4	3.1	2.9	3.7	3	6.75
Ta	0.25	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5
Pb	7.5	12.5	12	14	45	2.5
Sr	720	416.5	275	283	118	557
P	960.08	1156.46	829.16	872.8	872.8	1200.1
Zr	82	80.5	88	119	84	99
Ti	3597	2997.5	1738.55	4466.28	2997.5	7164.03
Y	18.5	13.25	10.9	16	13.2	19.35
La	15.05	15.2	13.5	16.9	15.1	13.8
Ce	31.05	31.15	27.3	34.55	27.2	30.15
Pr	3.82	3.52	2.92	3.84	3.27	4.07
Nd	16.25	14.2	11.6	15.2	14.3	17.5
Sm	3.37	3.04	2.14	3.34	2.98	3.93

Eu	1.05	0.85	0.64	1	0.86	1.45
Gd	3.61	3.03	2.18	3.26	2.98	3.95
Tb	0.53	0.43	0.29	0.43	0.47	0.62
Dy	3.19	2.25	1.68	2.7	2.45	3.6
Ho	0.65	0.45	0.38	0.54	0.48	0.73
Er	2.07	1.55	1.18	1.74	1.45	2.15
Tm	0.3	0.23	0.19	0.28	0.24	0.31
Yb	2.13	1.42	1.1	1.66	1.5	2.03
Lu	0.33	0.22	0.17	0.24	0.21	0.29
(La/Yb)N	5.07	7.71	8.8	7.3	7.22	4.88
EuN/Eu*	0.92	0.85	0.91	0.93	0.88	1.12
ΣETR	83.36	77.52	65.27	85.67	73.49	84.54
ΣETRL	70.58	67.95	58.1	74.83	63.71	70.89
ΣETRP	12.79	9.57	7.17	10.85	9.78	13.66
ΣETRL/ΣETRP	5.52	7.1	8.1	6.9	6.51	5.19

Entre as litologias analisadas, o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita é o que contém o maior teor de SiO₂ (63,60 wt. %). Valores mais elevados de K₂O relacionam-se ao muscovita xisto com cianita (3,66 wt. %), de Al₂O₃, ao cianita-muscovita-quartzo xisto (20,20 wt. %) e de MgO, ao epídoto-anfibólio xisto (4,44 wt. %). O ortognaisse se destaca pelos teores de CaO (9,18 wt. %), MnO (0,18 wt. %) e SrO (0,09 wt. %), mas também apresenta considerável conteúdo de Al₂O₃ (18,05 wt. %). O metadiorito, relativamente pobre em SiO₂ (54,80 wt %), apresenta os maiores teores de Fe₂O_{3T} (9,45 wt. %), Na₂O (3,72 wt. %), TiO₂ (1,20 wt. %) e P₂O₅ (0,28 wt. %) (Tabela 2).

No diagrama de classificação Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996) (Fig. 4.8A), *proxy* do diagrama TAS baseado em elementos imóveis, o ortognaisse e o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita plotam no campo do andesito (diorito). Amostras discriminadas pela presença de plagioclásio reliquiar plotam mais próximas ao limite com o campo do dacito (tonalito-granodiorito). Amostras de metadiorito, por outro lado, plotam no campo do basalto (gabro), próximas ao limite com o campo do andesito basáltico (diorito). No diagrama Co vs. Th de Hastie *et al.* 2007 (Fig. 4.8B), *proxy* do diagrama K₂O vs. SiO₂ que envolve elementos de baixa mobilidade em eventos hidrotermais ou de metamorfismo, o ortognaisse e a maioria das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita plotam no campo do andesito (diorito) com a série cálcio-alcálica de alto K. O metadiorito também plota no campo do andesito/andesito basáltico (diorito), mas com a série cálcio-alcálica de baixo a médio K. Em diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito (McDonough & Sun, 1995), os litotipos investigados apresentam concentrações totais de ETR que variam de 65,27 ppm no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, até 83,36 ppm no ortognaisse e 84,54 ppm

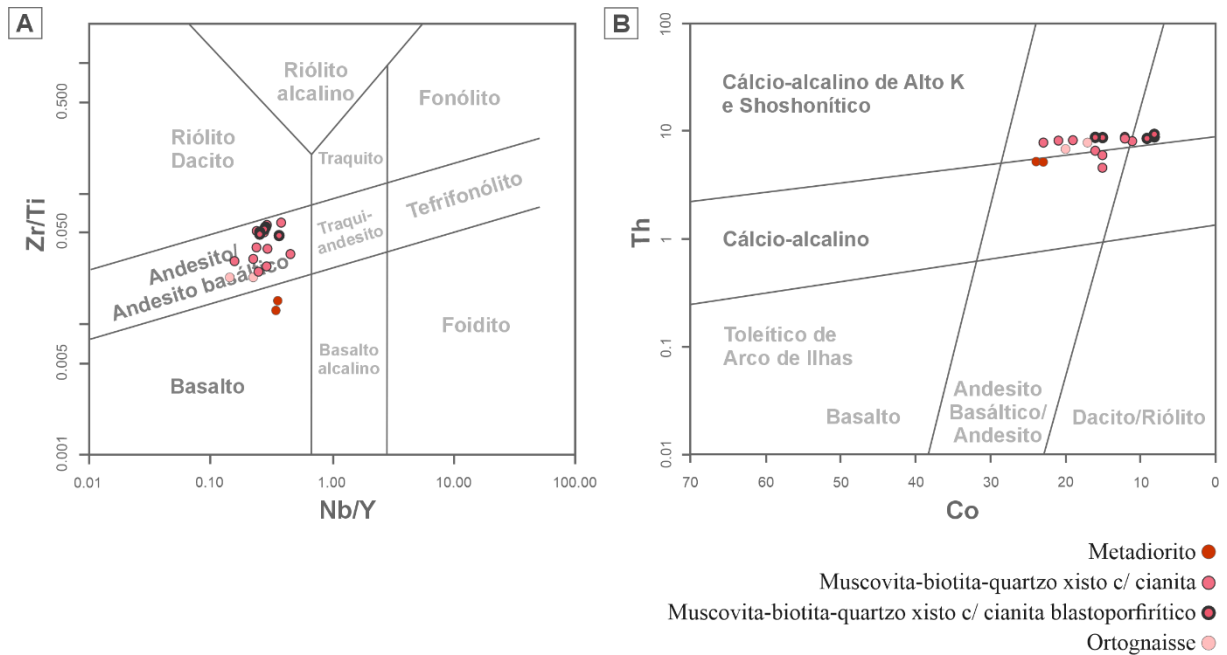


Fig. 4.8. Diagramas de classificação química para as intrusões encaixantes e/ou proximais e para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce, 1996); (B) Diagrama Co vs. Th (Hastie *et al.*, 2007).

no metadiorito. De modo geral, observa-se padrão similar de enriquecimento dos ETR leves (ETRL) e perfis planos para os elementos ETR pesados (ETRP) sendo as razões ETRL/ETRP de 5,19 no metadiorito, 5,52 no ortognaisse e 8,10 no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. As razões $(La/Yb)_N$ correspondem a 4,88 no metadiorito, 5,07 no ortognaisse e 8,80 no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. Anomalia Eu_N/Eu^* , entretanto, mesmo em amostras discriminadas pela presença de plagioclásio reliquiar, é muito pequena ou ausente (Figs. 4.9A-C).

Nos diagramas de elementos-traço normalizados ao Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995), anomalias negativas de Cs, Nb e Ta são observadas em todos os litotipos investigados. Anomalia negativa de Ti, porém, é expressiva no ortognaisse e no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, mas praticamente ausente no metadiorito. O Sr normalizado, por sua vez, marca anomalia positiva em todas as litologias (Figs. 4.9D-F).

Adicionalmente, é possível observar tanto nos diagramas de ETR quanto nos de elementos-traço, padrões de normalização parecidos com o da crosta continental inferior para todas as litologias (Figs. 4.9A-F). Amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, porém, apresentam uma maior razão ETRL/ETRP (Figs. 4.9B, E).

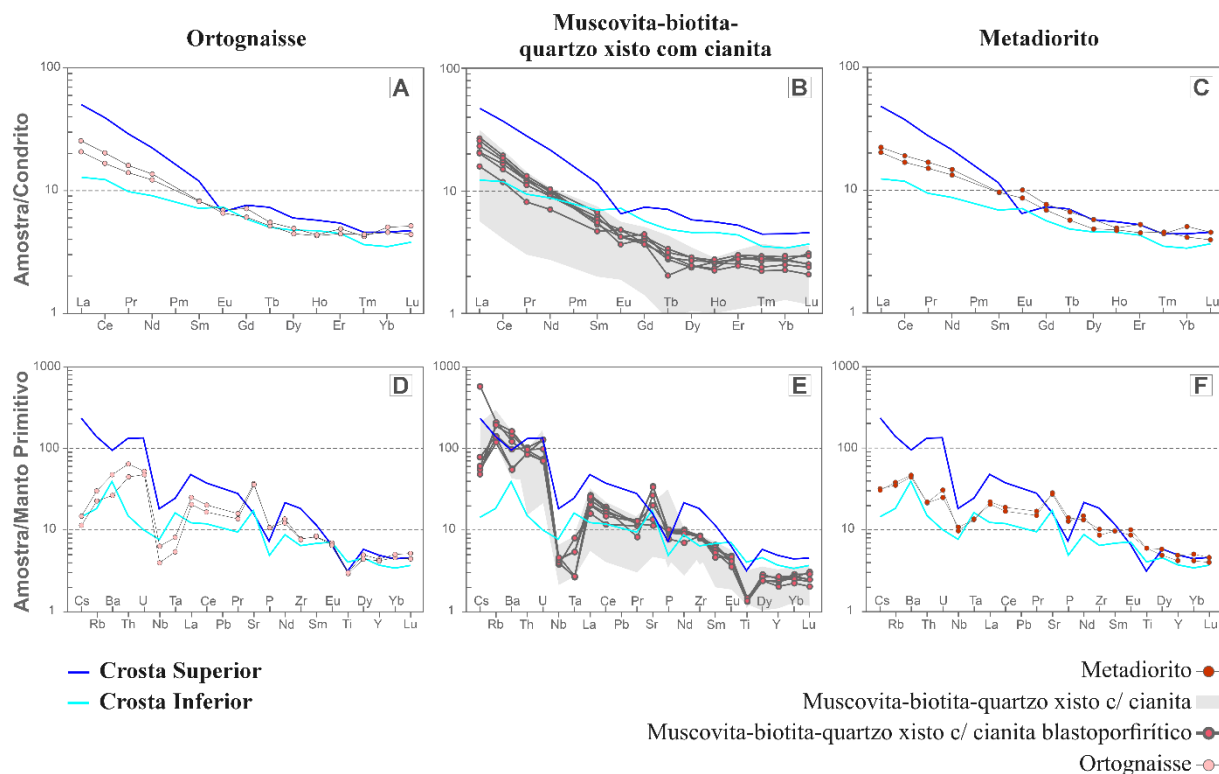


Fig. 4.9. Padrões de ETR (A-C) e de variação multielementar (D-F) das intrusões encaixantes e/ou proximais e do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. Valores para normalização por Condrito e pelo Manto Primitivo são de McDonough & Sun (1995). Valores da crosta continental superior e inferior são de Rudnick *et al.* (2003).

Os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos Y vs. Nb e Rb vs. Y+Nb propostos por Pearce *et al.* (1984) sugerem que todas as rochas investigadas têm origem em arco vulcânico. O muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, porém, incluindo as amostras com textura blastoporfírica, plotam próximos ao limite com o campo dos granitos sincolisionais (Figs. 4.10A, B).

4.5.5. Geocronologia

4.5.5.1. Morfologia dos cristais de zircão

Cristais de zircão das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita (CS-10GC e CS-99GC) são brancos a incolores, prismáticos euhedrais a subhedrais. Apresentam tanto formas curtas e equidimensionais, de aspecto ovalar, quanto alongadas (Figs. 4.11A-D). Cristais da amostra CS-10GC, apresentam comprimentos que variam de 94 a 285 μm (Figs. 4.11A, B). Cristais da amostra CS-99GC, por sua vez, são ligeiramente menores, com comprimentos que variam de 62,5 a 144 μm , mas exemplares maiores, com até 221 μm de

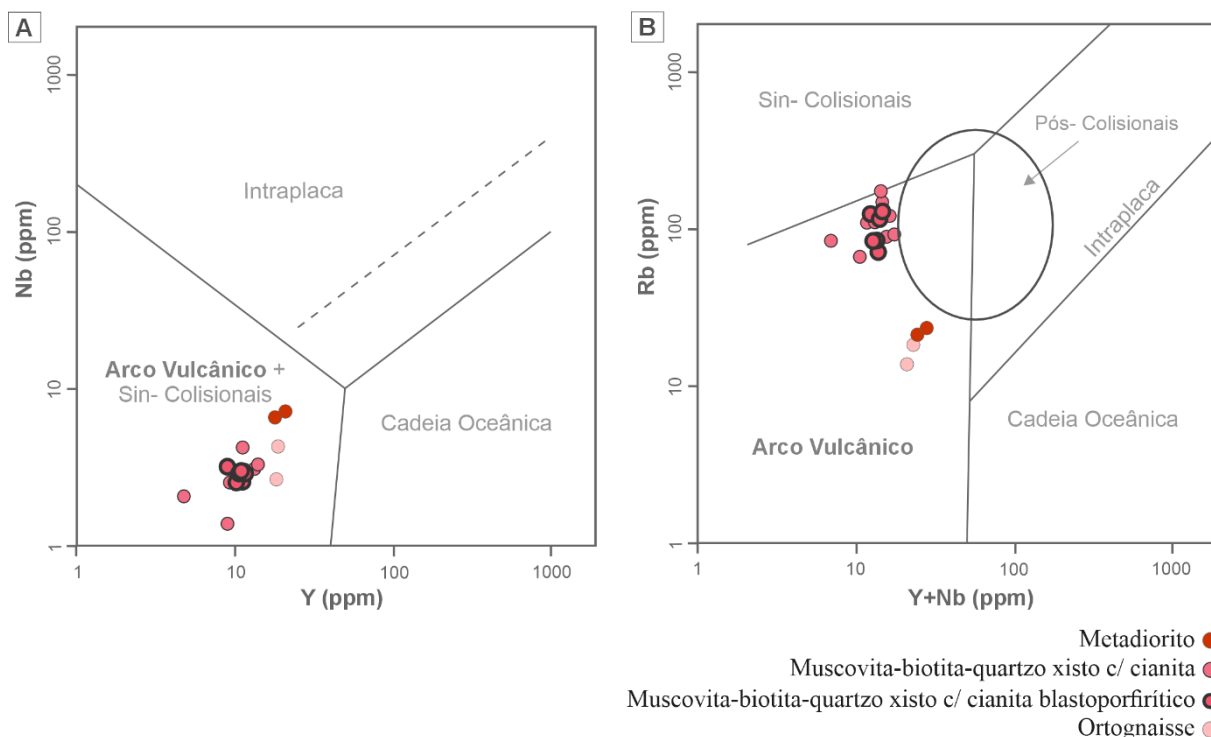


Fig. 4.10. Diagramas de discriminação tectonomagmática para as intrusões encaixantes e/ou proximais e para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. (A) Y vs. Nb e (B) Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.*, 1984. Campo dos granitos pós- colisionais de Pearce (1996).

comprimento, também são observados (Figs. 4.11C, D). Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão de ambas as amostras evidenciam zoneamento oscilatório interno regular estreito concordante com as formas externas, e considerado típico de zircões de origem magmática (Corfu *et al.*, 2003) (Figs. 4.11A-D). Excepcionalmente, foi observado zoneamento longitudinal em um único cristal da amostra CS-99GC (Fig. 10C). Possíveis feições de recristalização, caracterizadas por obliteração ou homogeneização do zoneamento oscilatório interno, são observadas localmente apenas em cristais da amostra CS-10GC (Fig. 4.11A). Presença de cavidades que, segundo Corfu *et al.* (2003), são típicas de cristais afetados por hidrotermalismo, ocorrem em ambas as amostras e obliteram o zoneamento de alguns cristais (Figs. 4.11A-D).

Cristais de zircão de amostra de metadiorito proximal ao depósito Corpo Sul, comparativamente aos das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, são bastante distintos. Os cristais são incolores ou amarelo claro, prismáticos euhedrais a subhedrais, com formas principalmente alongadas e comprimentos que variam de 216 a 434 μm (Figs. 4.11A-F). Imagens de catodoluminescência (CL) mostram zoneamento oscilatório interno regular amplo, concordante com a forma externa, também considerado típico de zircões

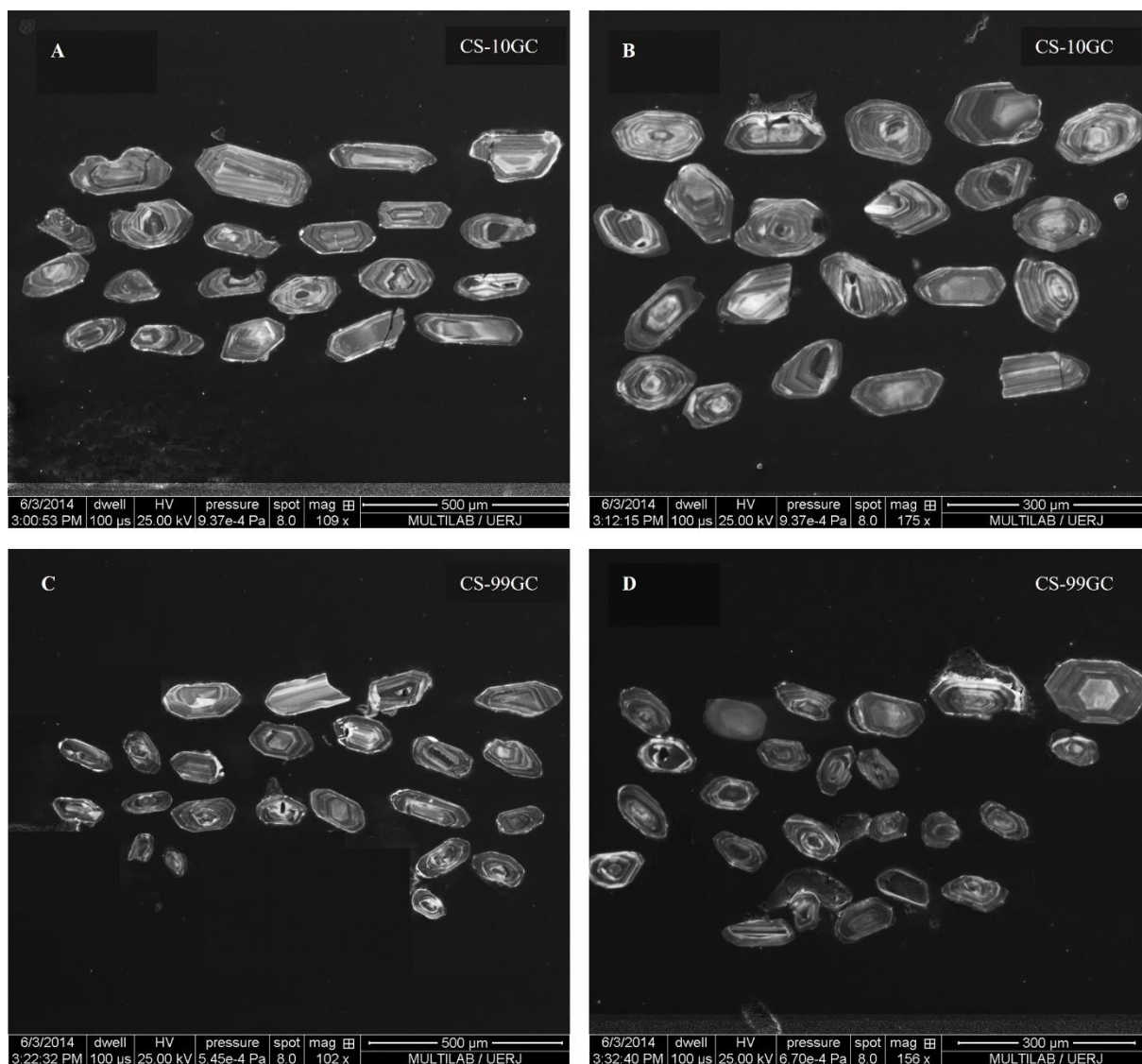


Fig. 4.11. Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfíritico, principal hospedeira da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul. (A e B) Cristais de zircão da amostra CS-10GC, região NE do depósito; (C e D) Cristais de zircão da amostra CS-99GC, região SW do depósito.

de origem magmática (Corfu *et al.*, 2003) (Figs. 4.12A-F). Ademais, foram observadas cavidades que podem ou não obliterar o zoneamento (Figs. 4.12A-E).

4.5.5.2. Resultados das análises

A partir das amostras CS-10GC e CS-99GC de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita foram recuperados 42 e 47 cristais de zircão, respectivamente. Seguindo a metodologia de Buhn *et al.* (2009), para cada amostra foram obtidas 27 análises U-Pb por LA-ICP-MS. Análise individual dos dados (Anexo 4A, B) permite observar que idades Pb207/Pb206 entre

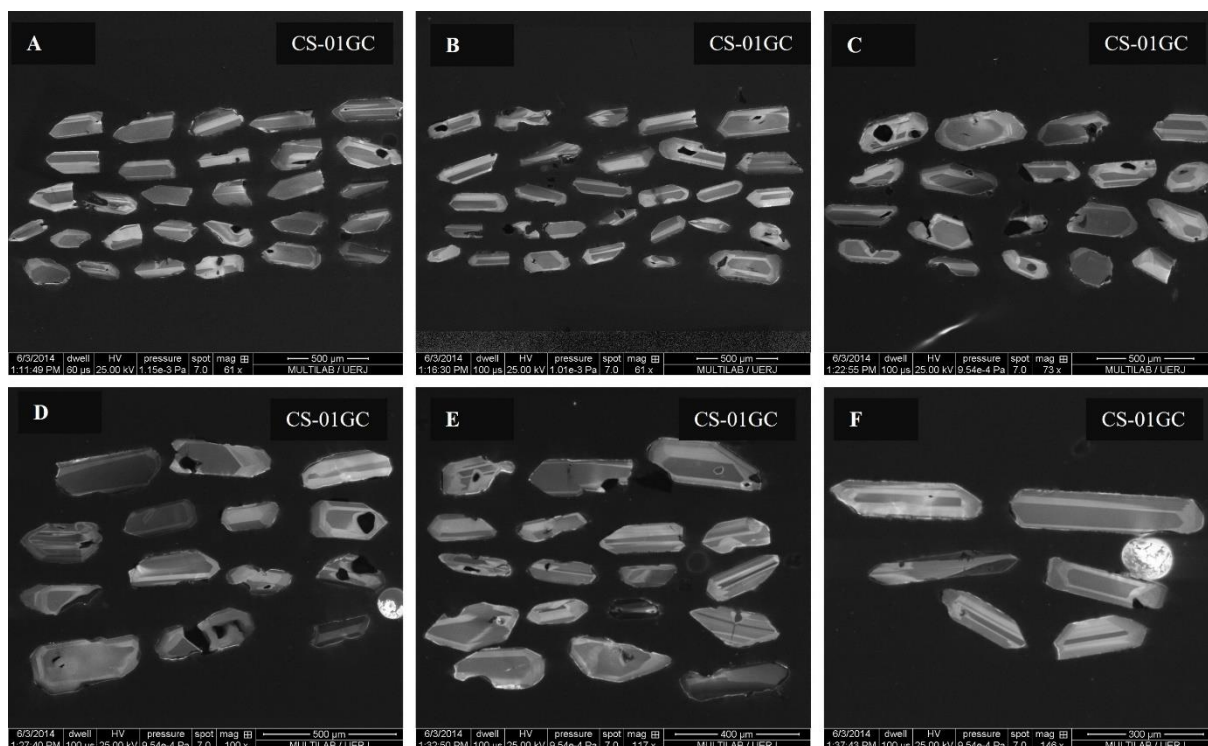


Fig. 4.12. Imagens de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão de metadiorito tardi- tectônico, proximal ao depósito de Cu-Au Corpo Sul; (A-F) Amostra CS-01GC.

1200 e 1400 Ma, além de elevada discordância ($>10\%$), também possuem elevados valores de erro ($\pm 1\sigma$) e de Pb comum (f206). Posto isto, com o plote de todas as idades Pb207/Pb206 obtidas, o diagrama de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel mostra a existência de uma única população de cristais de zircão (magmáticos) com idades entre 850 e 960 Ma, para a amostra CS-10GC (Fig. 4.13A), e entre 850 e 1000 Ma, para a amostra CS-99GC (Fig. 4.13B). Com base apenas nas idades 207Pb/206Pb com menos de 10% de discordância, como recomendado por Spencer *et al.* 2016, os intervalos das idades passam a ser de 850 a 930 Ma e de 850 a 960 Ma para as amostras CS-10GC e CS-99GC, respectivamente (Figs. 4.13C, D).

Através da construção de diagramas concórdia foram obtidas as idades concórdia U-Pb de 875 ± 11 Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31) para a amostra CS-10GC, e de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99) para a amostra CS-99GC (Figs. 4.14A, B).

A partir da amostra de metadiorito, representativa de intrusão tardi- tectônica e proximal ao depósito Corpo Sul, foram recuperados 114 cristais de zircão. Do mesmo modo, foram obtidas 27 análises U-Pb por LA-ICP-MS. A partir dessas, e através da construção do diagrama concórdia, foi obtida a idade concórdia de 630 ± 12 Ma ($n = 20$; MSWD = 0,43) para a cristalização do protólito ígneo (Fig. 4.15).

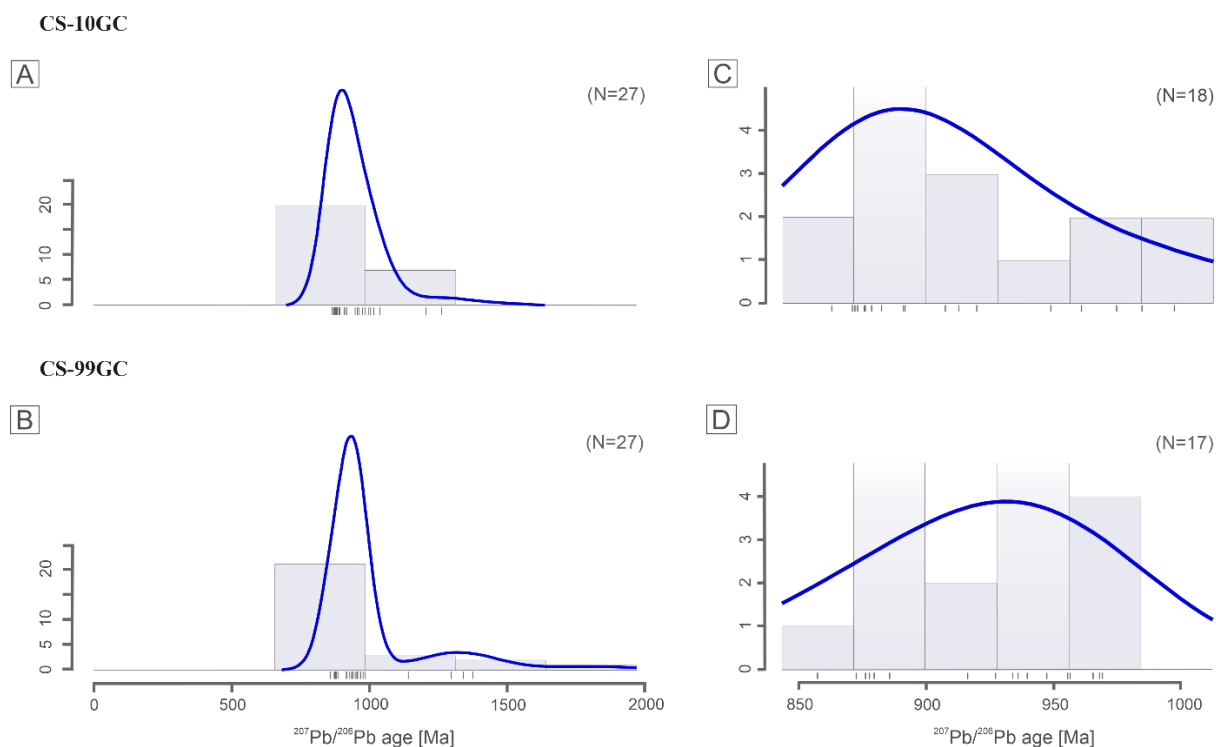


Fig. 4.13. Histogramas de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel para as idades Pb^{207}/Pb^{206} das análises LA-ICP-MS das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfírico do depósito Corpo Sul. **(A e B)** Idades Pb^{207}/Pb^{206} de todas as análises LA-ICP-MS das amostras CS-10GC e CS-99GC; **(C e D)** Idades Pb^{207}/Pb^{206} das análises LA-ICP-MS com menos de 10% de discordância das amostras CS-10GC e CS-99GC.

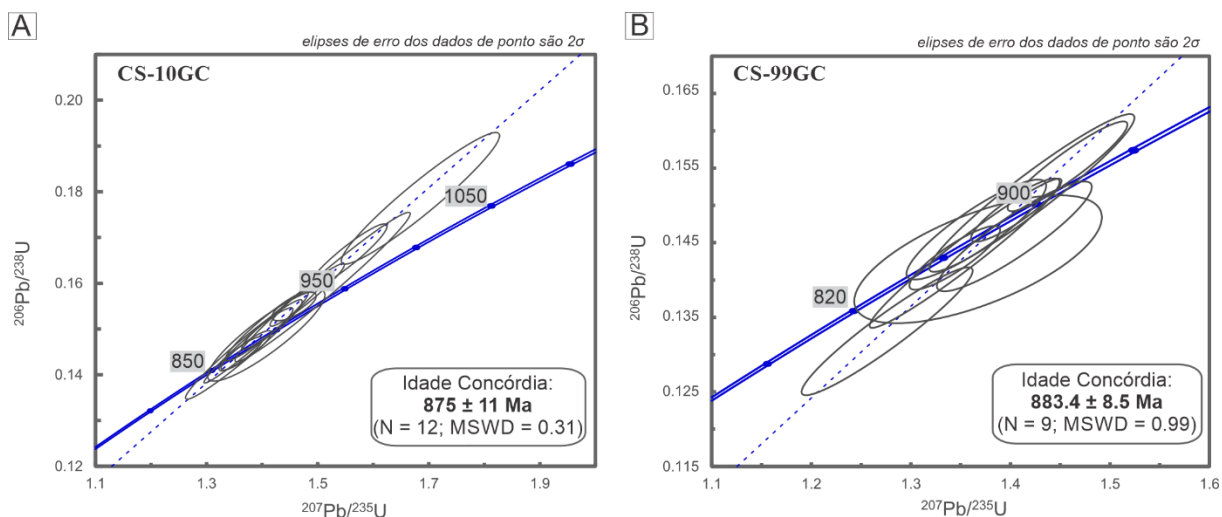


Fig. 4.14. Diagramas concórdia das idades U-Pb obtidas a partir de análises LA-ICP-MS em cristais de zircão das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfírico do depósito de Cu-Au Corpo Sul. **(A)** Amostra CS-10GC, região NE do depósito. **(B)** Amostra CS-99GC, região SW do depósito.

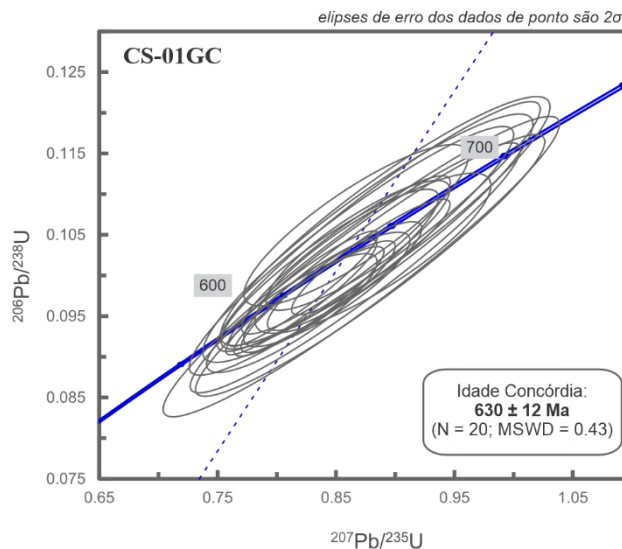


Fig. 4.15. Diagrama concórdia das idades U-Pb obtidas a partir de análises LA-ICP-MS em cristais de zircão de amostra de metadiorito tardi- tectônico, proximal ao depósito Corpo Sul.

4.6. Discussão

4.6.1. Deformação e metamorfismo

Para a região da mina de Chapada, uma história deformacional segundo três eventos principais (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}) e de metamorfismo com pico metamórfico em fácies anfibolito definido, principalmente, pela presença do mineral índice cianita, é reconhecida por diferentes autores (eg., Oliveira *et al.*, 2006, 2015 e Lopes, 2009). Apesar disso, o evento de deformação/estruturas às quais a cristalização da cianita ou as paragêneses de mais alto grau se relacionam, não é bem esclarecido. Tal fato acarreta não apenas divergências quanto a nomenclatura, mas também quanto a compreensão dos eventos em maior escala ao tentar associá-los a evolução do Orógeno Brasília.

O estudo petrográfico desta pesquisa, sobretudo das rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul, permitiu identificar estruturas correlacionáveis a evento deformacional mais antigo (D_{n-1}). Entre as principais está o bandamento composicional (S_{n-1}), observado localmente no epídoto-anfibólio xisto, com as paragêneses da fácies anfibolito (zona da estauroлита e cianita) hornblenda $\pm$ epídoto, presente nos níveis máficos, e oligoclásio $\pm$ quartzo, nos níveis félsicos (Fig. 4.4B). E, mesmo nos litotipos mais aluminosos, em que a transposição pela foliação plano axial de dobras cerradas a isoclinais e isoclinais recumbentes (F_n) foi intensa, é possível observar cristais de cianita deformados e rotacionados segundo a foliação principal (S_n) como forte indício de cristalização segundo a foliação mais antiga (S_{n-1}).

I) (Fig. 4.6L). Para De'l Rey Silva *et al.* (2002), o *fabric* planar *Sn*, precursor das foliações *S1*, *S2* (*S2a*) e *S3*, presente no domínio da Sequência Metavulcanossedimentar de Santa Terezinha, é pré- brasileiro (Idade do núcleo metamórfico = 650 - 630 Ma). Ele é observado em rochas do embasamento, caracterizadas por bandamento composicional centimétrico a decamétrico, entre níveis diferenciados de quartzo + feldspato e hornblenda + biotita, e gerado em fácies anfibolito. Essa idade relativa, por sua vez, concorda com a idade concórdia Sm-Nd em rocha total e granada de 760 – 730 Ma obtida por Junges *et al.* (2002) para o evento metamórfico considerado mais antigo e com as mais elevadas condições de pressão e temperatura em rochas da Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa.

Ao evento deformacional *Dn*, o estudo petrográfico permitiu correlacionar as paragêneses da fácies xisto verde, zona da biotita, biotita + epídoto + quartzo e biotita + muscovita + albita + quartzo, à formação da foliação principal (*Sn*), plano axial de dobras cerradas a isoclinais e isoclinais recumbentes (*Fn*). Além disso, a presença frequente de dobras (*Fn*) intrafoliares (Figs. 4.4D, D1,J; 4.6D, H), bem como de estrutura S/C com a foliação C paralela à *Sn*, definida por muscovita ± biotita, e S observada, ocasionalmente, a partir da orientação de cristais de cianita (Figs. 4.4I1, 4.6E, J), colabora com a interpretação de dados de campo e de testemunhos de furos de sondagem quanto a ocorrência de zona de cisalhamento reversa com baixo ângulo de mergulho (empurrão) gerada durante *Dn* e sobreposta pelos eventos deformacionais subsequentes (Figs. 4.2B; 4.3A, B). Tais características são equivalentes às atribuídas por De'l Rei Silva *et al.* (2002) a foliação brasileira *S1* presente no domínio da Sequência Metavulcanossedimentar de Santa Teresinha e compreendida tanto como uma foliação penetrativa, plano axial de dobras isoclinais recumbentes, quanto como uma foliação milonítica. E, tendo em vista as idades Sm-Nd em rocha total e granada, obtidas por Junges *et al.* (2002), para as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa, o evento metamórfico mais jovem e de mais baixas condições de pressão e temperatura, sequencialmente ao evento deformacional *Dn-1*, deu-se em 610 - 604 Ma.

Dobras de crenulação (*Fn+1*) com planos axiais frequentemente definidos por extinção ondulante ou descontinuidade da foliação micácea constituem a principal evidência do evento deformacional *Dn+1* (Figs. 4.4E, H, H1, I, I2; 4.5B, B1, D, D1). A ele provavelmente relacionam-se as paragêneses actinolita/tremolita + clorita + quartzo e clorita + sericita + quartzo, indicativas da fácies xisto verde, zona da clorita, e presentes em todas as litologias investigadas. A crenulação (*Fn+1*), que também é observada em escala de afloramento, reflete anticlinal e sinclinal aberto assimétrico com vergência SE e escala métrica a quilométrica, presente no domínio da unidade litoestratigráfica B (Figs. 4.2B; 4.3A, B). Em De'l Rei Silva *et*

al. (2002), dobras F_2 são caracterizadas como apertadas a isoclinais com escala centimétrica a quilométrica. Apesar disso, elas são consideradas concernentes por esses autores ao evento tardio que deu origem a sinclinais abertos, com escala hectométrica a quilométrica, interpretadas por Palermo *et al.* (2000) para a região de Mara Rosa. Ademais, concomitante a geração das dobras F_{n+1} , é provável que tenham se desenvolvido as zonas de cisalhamento reversas com alto ângulo de mergulho (*eg.*, Falha Sucupira) que caracterizam os contatos NW e SE da unidade litoestratigráfica B com as unidades adjacentes (Fig. 4.2B).

O evento deformacional D_{n+2} , sugerido por Lopes (2009) para a área do depósito Corpo Sul e ao qual estaria atrelado padrão de interferência tipo domos-e-bacias, implica em uma direção de encurtamento perpendicular a direção de vergência NW-SE considerada a única no segmento norte do Orógeno Brasília (*eg.*, De'l Rei Silva, 2011). Adicionalmente, a partir do estudo petrográfico, não foram encontradas evidências que justifiquem um quarto evento ou fase deformacional. Nesse sentido, a partir das informações disponíveis, é possível correlacionar o duplo caimento e/ou inflexão dos eixos de dobras F_{n+1} a sobreposição por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis com alto ângulo de mergulho direcionais, ao falhamento normal e padrão de fraturas, gerados em regime distensional (*Pós- D_{n+1}*).

4.6.2. *Timing da mineralização cupro-aurífera*

O estudo petrográfico permitiu identificar, no mínimo, dois estágios para a mineralização de Cu-Au relativos aos eventos de deformação e metamorfismo do depósito Corpo Sul. O primeiro, principal e comum a todas as litologias hospedeiras da mineralização, e o segundo, subordinado e presente apenas no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita.

Apesar da forte sobreposição do evento deformacional mais antigo (D_{n-1}) pela foliação principal (S_n), é possível encontrar indícios de que a mineralização disseminada principal é anterior ao metamorfismo de mais alto grau e ocorre deformada e/ou recristalizada segundo as estruturas remanescentes. Entre os principais estão: (i) a ocorrência de pirita e rutilo inclusos em cristais de hornblenda e de pirita inclusa ou deformada entre cristais de cianita (Figs. 4.6A – B1, L, L1); e (ii) restos de dobras ou dobras isoclinais recumbentes (F_n) com cristais de pirita ou de pirita + magnetita + calcopirita deformados segundo os interstícios dos cristais de biotita e muscovita que, por sua vez, definem a foliação S_{n-1} (Fig. 4.6D, D1, H, H1). Adicionalmente, inclusões arredondadas de calcopirita e rutilo observadas em pirita e de calcopirita e pirita em magnetita (Figs. 4.6A1, E1) podem indicar a recristalização avançada da mineralização (*eg.* Taylor *et al.*, 2010). Contudo, a estimativa para o pico metamórfico em fácies

anfibolito da região da mina de Chapada é de 650°C e 9kbar (Richardson *et al.*, 1986 e Kuyumjian, 1989). Nessas condições, uma vez que cristais de óxidos e de pirita são bastante refratários e que não foram encontradas outras texturas (*eg.*, *annealing recrystallization*), é possível afirmar que houve recristalização apenas da calcopirita (*eg.*, Figueiredo, 2000).

Em relação ao evento deformacional *Dn*, as principais características da mineralização são: (i) o predomínio de cristais de magnetita e pirita alongados e fraturados segundo a foliação principal (*Sn*) (Figs. 4.6C-E1); (ii) cristais de pirita boudinados ou com formas sigmoidais e fraturados segundo estrutura S/C, com a foliação C paralela a foliação principal (*Sn*) (Figs. 4.6B, B1, I-J1); e (iii) a ocorrência frequente de calcopirita como injeções nas fraturas dos cristais de pirita e magnetita e nas clivagens ou contatos entre cristais de biotita e/ou muscovita (Figs. 4.6C, C1, E, E1). O metamorfismo em fácies xisto verde, zona da biotita, observado a partir das paragêneses minerais que definem a foliação *Sn*, condiz com a estimativa de 460°C e 5kbar para o segundo evento metamórfico da região da mina de Chapada, apresentada por Kuyumjian (1989). Segundo Figueiredo (2000), nessas condições a calcopirita ainda pode apresentar comportamento bastante dúctil o que justifica a sua mobilidade e penetração segundo fraturas e planos de contato ou clivagem.

O segundo estágio da mineralização, associado a alteração hidrotermal composta por grossulária, clinozoisita/zoisita e clorita, compreende cristais de pirita fraturados, em contato ou não com a calcopirita (Fig. 4.6G). A ausência de sombra de pressão nos cristais de grossulária corresponde a uma das principais características sugestivas de que a alteração e, conseqüentemente, a mineralização são tardias ou posteriores ao evento deformacional *Dn* (Figs. 4.5A-D1). Ao mesmo tempo, a presença de borda de reação composta por clorita sugere que os cristais foram reequilibrados durante o retrometamorfismo em fácies xisto verde, zona da clorita, interpretado para o evento deformacional mais recente (*Dn+1*). Adicionalmente, condições inferiores a 350°C e 4kbar, relativas ao surgimento da clorita (Bucher *et al.*, 2011), concordam com um comportamento extremamente rúptil observado para a pirita e a ausência de texturas que indiquem mobilidade da calcopirita (*eg.*, Figueiredo, 2000).

Quanto aos veios de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita (Tipo I) e de quartzo $\pm$ anidrita com pirita $\pm$ calcopirita (Tipo II), as principais características que permitem inferir uma origem relativa aos eventos de deformação e de mineralização apresentados são: (i) controle estrutural delineado pela foliação mais antiga *Sn-1* e/ou dobras isoclinais recumbentes (*Fn*) (Figs. 4.7A, C, C1); (ii) relação de contato bastante difusa com a rocha hospedeira (Figs. 4.7A, C, C1); e (iii) relação espacial entre os veios e o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. O controle estrutural permite relacionar os veios a um estágio de mineralização pré- a

sin- o evento deformacional *Dn-1*. O contato difuso com a rocha hospedeira sugere a associação de alteração hidrotermal pervasiva (silicificação), concomitante a formação dos veios. Adicionalmente, a disposição dos veios, com a paragênese rica em calcopirita proximal e a rica em pirita distal ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, sugere, além de contemporaneidade a gênese da mineralização disseminada principal, um zoneamento hidrotermal.

4.6.3. Natureza das rochas hospedeiras da mineralização cupro-aurífera

Além dos indícios apresentados, de que a mineralização disseminada principal e a associada a veios de quartzo podem ser anteriores ao pico metamórfico em fácies anfibolito, atingido pelas rochas hospedeiras, Tomkins *et al.* (2009) argumentam que a transmissão de fluidos hidrotermais através das rochas em condições acima de 600 °C pode causar fusão parcial (migmatização). Roche *et al.* (2017) também argumentam que a ausência de uma assembleia de alteração hidrotermal relacionada a mineralização sugere a recristalização de ambas durante a deformação e o metamorfismo sobrepostos. Em vista disso, é possível considerar que as rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul correspondem aos produtos de alteração hidrotermal que foram metamorfisados durante o evento deformacional mais antigo (*Dn-1*).

Para Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), uma vez que as mudanças ocorridas durante o metamorfismo obedecem a regra de fases, o campo de estabilidade P-T de diferentes assembleias metamórficas pode ser calibrado para as composições de rochas comuns. Desse modo, a composição entre rochas produtos de alteração hidrotermal e rochas consideradas como os possíveis protólitos podem ser comparadas e discriminadas a partir dos diagramas AFM, A'KF e A'CF. Ainda segundo estes autores, as alterações hidrotermais mais comuns, *eg.*, potássica, clorítica, filica, argílica, argílica avançada e propilítica, são refletidas na litogeoquímica através do excesso dos elementos ou dos grupos de elementos (óxidos maiores) K-Fe-Mg±Al, Mg-Fe±Al±Si, K-Al, Al-K±Fe±Mg, Al-Si e Ca-Fe±Mg±Al, respectivamente.

As rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul, ricas principalmente em SiO₂, K₂O, Al₂O₃ e MgO (Subcapítulo 4.5.4), podem ser consideradas difíceis de serem definidas como produtos de alteração hidrotermal por suas assembléias minerais metamórficas se assemelharem a de metapelitos e metapsamitos que integram a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Entretanto, nos diagrama ternários AFM (A =

$\text{Al}_2\text{O}_3 - [3 \times \text{K}_2\text{O}]$, $\text{F} = \text{FeO}$ e $\text{M} = \text{MgO}$) e $\text{A}'\text{CF}$ ($\text{A}' = [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, $\text{C} = \text{CaO} - [3.33 \times \text{P}_2\text{O}_3]$ e $\text{F} = [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}]$), ao terem suas composições químicas comparadas com as de rochas sedimentares comuns, como metapelito (MSC) e folhelho (NASC) (Gromet *et al.*, 1984), exibem não apenas composição distinta como também um enriquecimento (vetores) em determinados elementos/grupo de elementos (Figs. 4.16A, B). Estes, por sua vez, sugerem a quais alterações hidrotermais os protólitos, ainda desconhecidos, foram submetidos.

O vetor 1 do diagrama AFM é definido por amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita que se projetam em direção ao campo da biotita, entre os vértices M (MgO) e F (FeO) (Fig. 4.16A). Segundo Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), o vetor indica a ocorrência de produtos de alteração potássica ($\text{K-Fe-Mg}\pm\text{Al}$) que, no caso das litologias hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul, é caracterizada principalmente por biotita ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$).

O vetor 2 do diagrama AFM também é delineado por amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, mas inclui amostras com textura blastoporfírica, e se projeta em direção ao vértice F (FeO) (Fig. 4.16A). Segundo Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), o vetor indica a ocorrência de alteração hidrotermal férrica ($\text{Fe}\pm\text{Si}$) dominada por magnetita ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2\text{O}_4$) que, no caso das rochas investigadas, compõe a paragênese da mineralização disseminada principal (Subcapítulo 4.5.3.1). Desse modo, é possível que o vetor corresponda a fácies mais rica da mineralização, dado o maior percentual de magnetita, mas relacionada a alteração hidrotermal potássica.

O vetor 3 do diagrama AFM é composto, além de amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita com ou sem textura blastoporfírica, por epídoto-anfibólio xisto, muscovita xisto com cianita, cianita-muscovita-quartzo xisto e cianita quartzito que se projetam em direção ao vértice A ($\text{Al}_2\text{O}_3 - [3 \times \text{K}_2\text{O}]$) (Fig. 4.16A). Para Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), o vetor indica a ocorrência e evolução entre as alterações hidrotermais argílica ($\text{Al-K}\pm\text{Fe}\pm\text{Mg}$) a argílica avançada (Al-Si) que, no caso das litologias investigadas, são representadas por maiores ou menores proporções entre biotita ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$), muscovita ($\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$), cianita (Al_2SiO_5) e quartzo (SiO_2). De fato, os litotipos mais ricos em cianita e quartzo (cianita-muscovita-quartzo xisto e cianita quartzito) compõem a extremidade do vetor 3 o que também permite considerar (por inferência) o cianitito e o quartzito como os produtos de alteração hidrotermal argílica avançada. Ainda em relação ao diagrama AFM, ao considerarmos o muscovita xisto com cianita, observa-se que a maioria das amostras plota no centro/transição entre os vetores indicativos das alterações potássica,

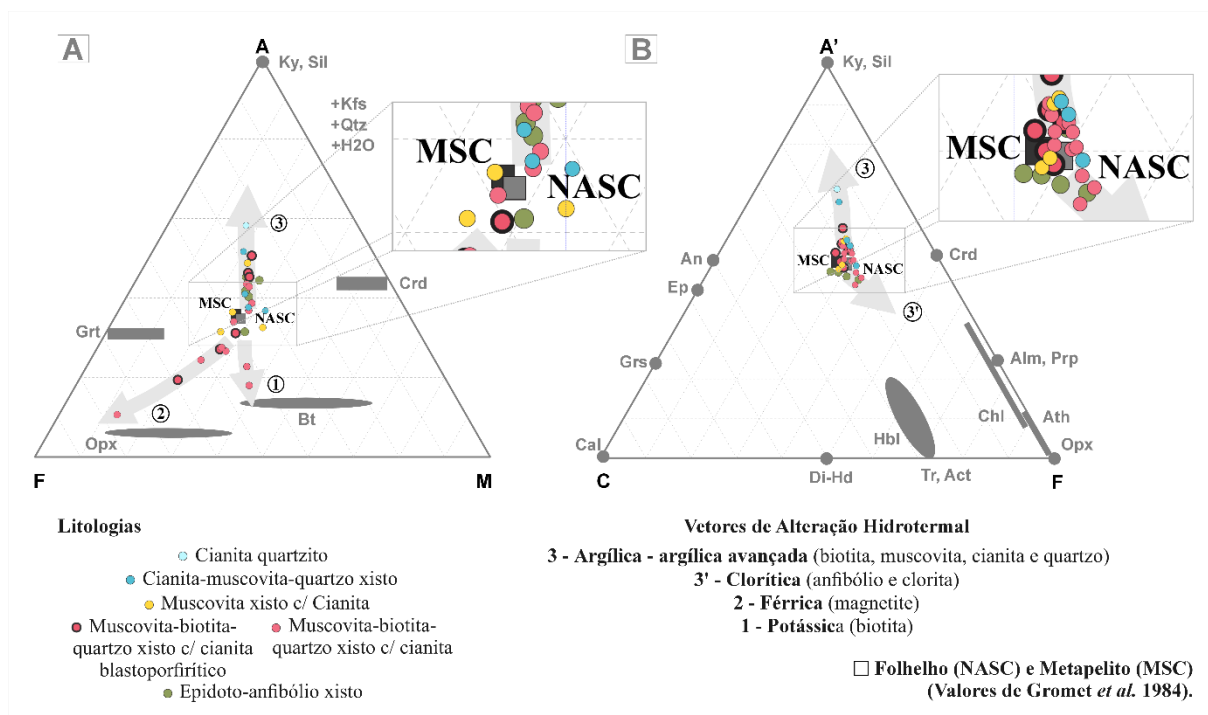


Fig. 4.16. Assinaturas geoquímicas dos diferentes produtos de alteração hidrotermal, hospedeiros da mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul, relativas à composição de rochas sedimentares comuns. (A) Diagrama AFM ($A = \text{Al}_2\text{O}_3 - [3 \times \text{K}_2\text{O}]$, $F = \text{FeO}$ e $M = \text{MgO}$) com vetores indicativos das alterações hidrotermais potássica (1), férrica (2) e argílica – argílica avançada (3). (B) Diagrama A'CF ($A' = [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, $C = \text{CaO} - [3.33 \times \text{P}_2\text{O}_5]$ e $F = [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}]$) com vetores indicativos das alterações hidrotermais argílica – argílica avançada (3) e clorítica (3'). Valores de metapelito MSC (*Metamorphosed Shale Composite*) e folhelho NASC (*North American Shale Composite*) para fins de comparação retirados de Gromet *et al.* (1984).

férrica e argílica - argílica avançada. E, entre essas amostras, apenas uma possui composição próxima à do metapelito (MSC) (Fig. 4.16A). Nesse sentido, dado o excesso de muscovita ($\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$) relativo à composição do matapelito (MSC) e folhelho (NASC) comuns, é possível inferir que o muscovita xisto com cianita corresponde ao produto de alteração filica (Bonnet *et al.*, 2007 e Corriveau *et al.*, 2014) cuja composição química, rica em K-Al, é intermediária entre as representadas pelos vértices do diagrama e não define um vetor de alteração.

No diagrama A'CF, o vetor 3 é composto por amostras de muscovita-biotita-quartzito xisto com cianita, muscovita xisto com cianita, cianita-muscovita-quartzito xisto e cianita quartzito que se projetam em direção ao vértice A' ($[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) (Fig. 4.16B). Segundo Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), o vetor também indica a ocorrência de produtos de alteração hidrotermal argílica ($\text{Al}-\text{K} \pm \text{Fe} \pm \text{Mg}$) a argílica avançada

(Al-Si), mas destaca o excesso de biotita ($K (Mg, Fe^{2+})_3 [AlSi_3O_{10}] (OH, F)_2$), além de muscovita ($KA_2 [Si_3AlO_{10}] (OH, F)_2$), cianita (Al_2SiO_5) e quartzo (SiO_2), na composição das litologias investigadas, comparativamente ao vértice A ($Al_2O_3 - [3 \times K_2O]$) do diagrama AFM (Fig. 4.16A). Como resultado, segundo o vetor 3 do diagrama A'CF não é observada uma evolução gradual/contínua entre os diferentes produtos de alteração hidrotermal dada a importância da biotita como mineral diagnóstico para a alteração potássica.

O vetor 3' do diagrama A'CF é composto por amostras de epidoto-anfibólio xisto e muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita que se projetam em direção ao vértice F ($[FeO + MgO + MnO]$) (Fig. 4.16B). Para Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), ele indica a ocorrência de produtos de alteração hidrotermal clorítica ($Mg-Fe\pm Al\pm Si$) que, nas litologias investigadas, é representada principalmente pela hornblenda ($(Na, K)_{0-1} Ca_2 (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_5 (Si_6Al_2)_8 O_{22} (OH, O)_2$) e pela clorita ($(Mg, Al, Fe)_{12} [(Si, Al)_8 O_{20}] (OH)_{16}$). Ainda segundo esses autores, a intensidade da alteração pode ser considerada fraca, dada a pouca expressividade do vetor. Paralelamente, uma vez que o epidoto-anfibólio xisto também integra o vetor 3 do diagrama AFM, relacionado ao vértice A ($Al_2O_3 - [3 \times K_2O]$) (Fig. 4.16A), é possível que ele corresponda a produto de alteração hidrotermal clorítica-fílica (Sillitoe, 2010). Ela é transicional entre as alterações potássica ($K-Fe-Mg\pm Al$) e fílica ($K-Al$) em depósitos tipo Cu pórfiro e consistente com a ocorrência, além da biotita, de muscovita ($KA_2 [Si_3AlO_{10}] (OH, F)_2$) em sua assembleia mineral metamórfica (Subcapítulo 4.5.1.2). Do mesmo modo, amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita que integram o vetor 3' podem corresponder a fácies mais rica em muscovita e cianita e, portanto, a produtos de alteração transicionais.

Quanto a alteração hidrotermal tardia (tardi- a pós- *Dn*), representada por grossulária ($Ca_3Al_2(SiO_4)_3$), clinozoisita/zoisita ($Ca_2AlAl_2(SiO_4) (Si_2O_7) O(OH)$) e clorita ($(Mg, Al, Fe)_{12} [(Si, Al)_8 O_{20}] (OH)_{16}$), sobreposta ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, a ausência de um vetor relacionado ao vértice C ($CaO - [3.33 \times P_2O_5]$) do diagrama A'CF, diagnóstico para alteração hidrotermal cálcica ($Ca-Fe-Si$) ou propilitica ($Ca-Fe\pm Mg\pm Al$) (Bonnet *et al.*, 2007 e Corriveau *et al.* 2014), condiz com a caracterização petrográfica quanto a intensidade fraca/insípiente baseada na ocorrência da grossulária (rica em Ca) (Subcapítulo 4.5.2). Adicionalmente, é possível inferir que a sobreposição pelo evento hidrotermal analisado não alterou significativamente a assinatura química pré-metamórfica da litologia investigada.

4.6.4. Reconstrução do sistema hidrotermal pré- e tardi- metamórfico

Com base nos estudos petrográficos e na geoquímica de óxidos de elementos maiores, sete tipos ou estágios de alteração hidrotermal podem ser associados a formação do depósito de Cu-Au Corpo Sul: alteração clorítica ou clorítica-fílica, alterações férrica e potássica, alteração fílica, alteração argílica, alteração argílica avançada e alteração granada – epídoto - clorita (Fig. 17). Entre eles, seis são pré-metamórficos de modo que a reconstrução da sequência paragenética leva em conta a disposição espacial das rochas produtos de alteração (Subcapítulo 4.6.3) segundo a direção NW-SE, concordante com a vergência das principais estruturas geradas durante os eventos de deformação (Figs. 4.2A e 4.3A, B).

Segundo Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), a alteração potássica é representada por feldspato potássico ou biotita em condições de médio e baixo grau metamórfico. No depósito Corpo Sul, além da biotita (Fig. 4.16A), relaciona-se à alteração potássica considerável proporção modal de quartzo que decresce em relação aos produtos de alteração hidrotermal adjacentes. E, por serem minerais estáveis em condições de fácies anfibolito (Bucher *et al.*, 2011) é possível que tenham se originado diretamente do hidrotermalismo (Fig. 4.17). Adicionalmente, a alteração férrica, representada pela magnetita em condições de médio e baixo grau metamórfico (Bonnet *et al.*, 2007; Corriveau *et al.*, 2014), acompanha o maior percentual de calcopirita presente na mineralização disseminada e em veios Tipo I (veios de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita), associada a alteração potássica (Fig. 4.17).

A alteração clorítica (ou clorítica-fílica) pode ser diagnosticada pela presença de anfibólio e cianita, em condições de médio grau metamórfico, e por clorita, quartzo e sericita, em baixo grau metamórfico (Bonnet *et al.*, 2007; Corriveau *et al.*, 2014). No depósito Corpo Sul, a alteração clorítica (ou clorítica-fílica) ocorre a NW da alteração potássica e, além da hornblenda, cianita, quartzo e clorita, apresenta muscovita no lugar da sericita. Ela é acompanhada por mineralização disseminada rica em pirita ($>$ calcopirita) e considerável percentual de rutilo, além de veios Tipo II (Veios de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita) (Fig. 4.17).

A SE da alteração potássica é possível sequenciar as alterações fílica, argílica e argílica avançada. De modo geral, elas são caracterizadas por proporções modais crescentes de quartzo, muscovita e cianita, acompanhadas por sericita, e decrescentes de epídoto e biotita (Fig. 4.17). Para Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), cianita, muscovita e quartzo correspondem a minerais diagnósticos dessas alterações em condições de médio e baixo grau

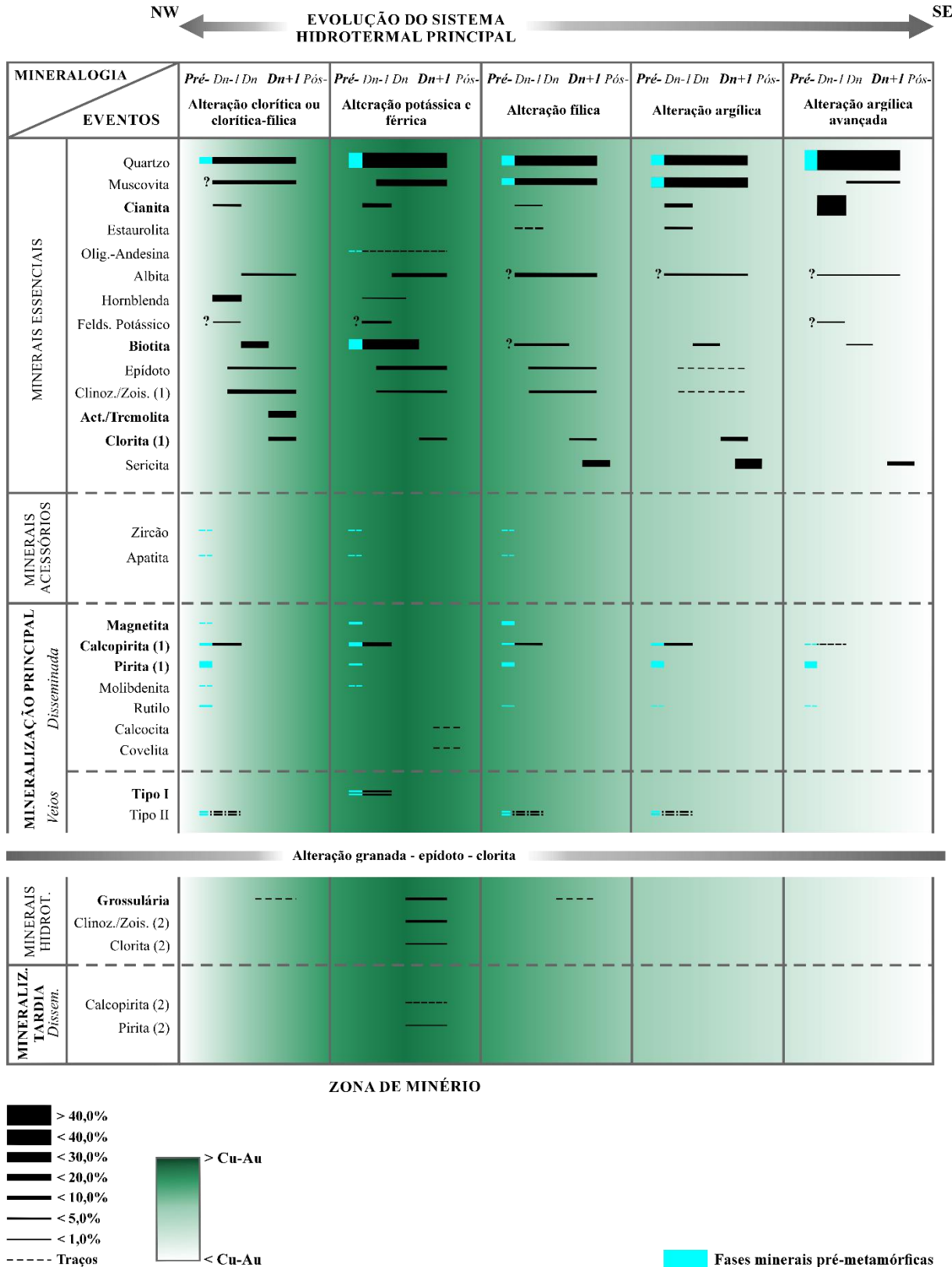


Fig. 4.17. Sequência paragenética com a evolução do sistema hidrotermal principal pré-metamórfico, sobreposto por alteração hidrotermal tardia, segundo a direção NE-SW. Os diferentes tipos de alteração hidrotermal do sistema principal são reconhecidos a partir da abundância modal de minerais ou conjunto de minerais metamórficos e para cada alteração hidrotermal (colunas) são considerados os eventos de

deformação e metamorfismo sobrepostos. Nas linhas, além dos minerais metamórficos, acessórios, de minério e hidrotermais, são litados os veios Tipo I (veios de quartzo com calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ magnetita) e Tipo II (Veios de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita) pela provável colocação pré-metamórfica, concomitante ao zoneamento hidrotermal principal.

metamórfico, mas em paragêneses mais complexas, principalmente nas associadas a alteração argílica. Apesar disso, por serem estáveis em condições de fácies anfibolito (Bucher *et al.*, 2011), o quartzo e a muscovita podem corresponder aos produtos imediatos do hidrotermalismo (Fig. 4.17). Do mesmo modo, a partir da alteração filica, a mineralização disseminada pode ser compreendida pelo percentual crescente de pirita, em relação a calcopirita, e decrescente de rutilo. Veios Tipo II (Veios de quartzo e anidrita com pirita $\pm$ calcopirita), por sua vez, estão presentes nas alterações filica e argílica (Fig. 4.17).

Ainda segundo Bonnet *et al.* (2007) e Corriveau *et al.* (2014), a grossulária corresponde a mineral diagnóstico de alteração cálcica ou propilítica em condições de médio a alto grau metamórfico. Nas litologias investigadas, entretanto, a grossulária é identificada como tardia (tardi- a pós- Dn) e, conseqüentemente, incompatível com as condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde relacionadas aos eventos de deformação Dn e $Dn+1$ (Fig. 4.17). Nesse raciocínio, sua presença na paragênese da alteração hidrotermal tardia sugere uma fonte distinta de calor e fluidos daquela que deu origem as alterações pré-metamórficas as quais ocorre sobreposta.

4.6.5. Origem do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico

A individualização do domínio com textura caracterizada como blastoporfirítica, definida por cristais de plagioclásio e interior ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, permitiu delinear corpo com relações de contato difusas que, segundo seções ortogonais a direção de maior comprimento (NE-SW), apresenta forma irregular a lenticular, por vezes sigmoidal, com escala métrica a hectométrica (Figs. 4.3A, B). A composição oligoclásio-andesina (Subcapítulo 4.5.1) é compatível tanto com a de plagioclásios primários, associados a um protólito de composição tonalítica a diorítica (*e.g.*, Wernick, 2004), quanto a de plagioclásios secundários, metamorfisados em facies anfibolito ($Dn-1$). Albita, por sua vez, registra o retrometamorfismo da facies xisto verde dos cristais ($Dn - Dn+1$) (*e.g.*, Bucher *et al.*, 2011). As relações de contato difusas podem resultar de obliteração a partir do hidrotermalismo sobreposto a litologia (Subcapítulo 4.6.3) enquanto as formas lenticulares a sigmoidal (corpo

intrusivo sem raiz) podem corresponder à boudinagem, compatível com as estruturas desenvolvidas durante o evento deformacional *Dn* (Subcapítulo 4.6.1).

O estudo dos cristais de zircão das amostras de muscovita-biotita-quartzo xisto blastoporfirítico permitiu identificar hábito prismático com formas curtas e equidimensionais a alongadas, além de zoneamento oscilatório interno regular estreito concordante com as formas externas (Figs. 4.11A-D). Tais características são consideradas típicas de zircões magmáticos gerados em processo de cristalização relativamente lenta, similar ao de corpos plutônicos ou hipoabissais (Corfu *et al.*, 2003). Adicionalmente, histogramas de densidade de probabilidade e estimativa de densidade Kernel das idades Pb^{207}/Pb^{206} (LA-ICP-MS) indicam a ocorrência de uma única população de cristais de zircão magmáticos, consistente com uma origem plutônica ou hipoabissal para a litologia (Figs. 4.13A-D). Para Bonnet *et al.* (2007), a identificação do número de populações de zircão é uma evidência conclusiva para a definição do protólito e constitui uma importante ferramenta na restrição de modelos para a gênese das mineralizações em áreas metamorfasadas.

Os dados litogeoquímicos baseados em elementos traço sugerem um protólito ígneo de composição diorítica associado a série cálcio-alcalina de alto K para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico (Figs. 4.8A, B). Diagramas de discriminação tectonomagmática apontam origem ligada a ambiente de arco vulcânico para essas rochas (Figs. 4.10A, B). Complementarmente, diagramas de ETR e de elementos-traço mostram características típicas de rochas cálcio-alcalinas associadas a ambientes de arco de ilhas: enriquecimento em ETRL e perfis aproximadamente planos dos ETRP, razões elevadas entre elementos LILE e HFS, além de anomalias negativas de Nb, Ta e Ti (*e.g.*, Murphy, 2007) (Figs. 4.9A-F). Embora alguns autores associem granitóites cálcio-alcalinos de médio a alto K a um ambiente pós-colisional (*eg.*, Bitencourt *et al.*, 2000), o magma associado as atividades dos arcos de orógenos acrescionários é considerado tipicamente cálcio-alcalino (*eg.*, Murphy, 2007) e pode variar de toleítico de baixo K a shoshonítico, a depender da natureza das interações com o substrato do arco (Cawood *et al.*, 2013).

Por fim, ressaltando a hipótese de um protólito ígneo para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfirítico, intrusivo às rochas da Sequência Metavulcanossedimentar de Mara Rosa, as idades concórdia U-Pb (zircão) de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99) e 875 ± 11 Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31) refletem a sua colocação e cristalização contemporânea ao estágio inicial de evolução do Arco Magmático de Mara Rosa, dado em arco de ilhas intra-oceânico entre 890 e 860 Ma (Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1997, 2000, 1992) (Figs. 4.14A, B).

4.6.6. Origem do ortognaiss e do metadiorito

O estudo petrográfico permite relacionar o anfibólio gnaiss ou ortognaiss (Unidade A) a rocha hipoabissal ou fácies de granulação fina (borda) de rocha plutônica pré-tectônica. As paragêneses anfibólio $\pm$ epidoto, nos níveis máficos, e oligoclásio $\pm$ quartzo, nos níveis félsicos, indicam metamorfismo em fácies anfibolito relativa ao evento deformacional *Dn-1* (Subcapítulos 4.5.1 e 4.6.1). O metadiorito, cujas paragêneses metamórficas biotita $\pm$ epidoto $\pm$ quartzo e clorita $\pm$ quartzo refletem a facies xisto verde (Subcapítulos 4.5.1 e 4.6.1), teve sua colocação *pré-* a *sin-* o evento deformacional *Dn*.

Dados litogeoquímicos mostram que o ortognaiss possui composição diorítica associada a série cálcio-alkalina de alto K, similar ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita. O metadiorito apresenta composição gabro-diorítica e maior afinidade com a série cálcio-alkalina de baixo a médio K (Figs. 4.8A, B). Todavia, diagramas de discriminação tectonomagmática indicam que ambas as litologias foram originadas em ambiente de arco vulcânico (Figs. 4.10A, B). Diagramas de ETR e de elementos-traço também mostram características típicas de rochas cálcio-alkalinas associadas a ambientes de arco de ilhas como o enriquecimento em ETRL, perfis planos dos ETRP e razões elevadas entre elementos LILE e HFS (*e.g.*, Murphy, 2007) (Figs. 4.9A e D; C e F). Apesar disso, comparados ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, os perfis de ETR do ortognaiss e do metadiorito são menos inclinados (Figs. 4.9A - C). Complementarmente, os valores das razões $\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP}$ são de 5,52 e 5,19, respectivamente, e sugerem o baixo grau de fracionamento desses magmas (*e.g.*, Murphy, 2007) (Tabela 2). Do mesmo modo, o enriquecimento em elementos LILE em relação aos HFS, em ambas as litologias, não é tão evidente e condiz com o perfil de magmas pouco evoluídos (*e.g.*, Murphy, 2007) (Figs. 4.9 D, E e F).

Adicionalmente, resultados das análises U-Pb por LA-ICP-MS em cristais de zircão do metadiorito forneceram idade concórdia de 630 ± 12 Ma ($n = 20$; MSWD = 0,43) (Fig. 4.15) que se relaciona ao magmatismo tardi- a pós- tectônico do Arco Magmático de Mara Rosa, entre 630 e 540 Ma (Laux *et al.*, 2005). E, mais especificamente, à suíte Amarolândia, discriminada por Oliveira *et al.* (2006) como o conjunto de intrusões pouco deformadas e com idade de $635 \pm 2,4$ Ma, bastante comuns na região da mina de Chapada.

4.6.7. Assinatura geoquímica do magma parental

Magmas cálcio-alcálinos férteis contêm, essencialmente, um elevado conteúdo de água (>4% em peso) necessário para a sua colocação em crosta rasa e geração de sistemas magmático-hidrotermais subvulcânicos potencialmente formadores de concentrações de metais. Outros fatores que influenciam a fertilidade do magma incluem um elevado estado de oxidação e altos teores de enxofre (*e.g.*, Richards, 2011; Richards *et al.* 2012; Loucks, 2014).

Diversas foram as tentativas nas últimas décadas para acessar a assinatura geoquímica de fertilidade de magmas gerados em ambientes de arco vulcânico não existindo, entretanto, uma metodologia definitiva até o momento (*e.g.*, Stringham, 1960; Richards, 2011, Richards *et al.*, 2012; Louks, 2014; Ahmed *et al.*, 2020; Wells *et al.*, 2020). Apesar disso, alguns dos parâmetros envolvendo elementos-traço, considerados pouco móveis, são aplicáveis ao muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito Corpo Sul e permitem tecer considerações quanto ao magma parental.

A ausência de anomalia negativa de Eu ($\text{EuN/Eu}^* \approx 1$) pode indicar a cristalização precoce e abundante de anfibólio e/ou biotita e a consequente supressão do fracionamento de plagioclásio em função do alto teor de água no magma (Richards, 2011; Richards *et al.* 2012). O muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, incluindo o com textura blastoporfírica, exibe anomalia fracamente negativa de Eu ($\text{EuN/Eu}^* = 0.91$) (Figs. 4.17). Considerando que os relíquitos de plagioclásio (oligoclásio-andesina) são esparsos (<10% em relação a matriz) e que a textura blastoporfírica é local e interna ao domínio do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita (Figs. 4.3A, B), é possível inferir que um teor de água relativamente alto no magma parental tenha antecipado a cristalização de anfibólio e/ou biotita durante a formação do protólito, mas anulado apenas parcialmente e/ou momentaneamente o fracionamento do plagioclásio.

Valores elevados das razões Sr/Y e La/Yb (>20) apesar de comumente relacionados a rochas adakíticas, originadas a partir da fusão de crosta oceânica subductada ao nível da facies eclogito, podem indicar um magma rico em água que favoreceu o fracionamento inicial de hornblenda e/ou biotita ao de plagioclásio (Richards, 2011; Richards *et al.*, 2012). Razões Sr/Y no muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita são, em sua maioria ($n = 10$), correlatas às razões de rochas adakíticas (>20) (Fig. 4.17A). Razões La/Yb, entretanto, são baixas (mediana = 12,27) e correspondem ao campo da suíte andesito-dacito-riólito normais (Fig. 4.17B). Ao considerarmos a supressão do fracionamento inicial de plagioclásio (total ou parcial), as razões Sr/Y serão elevadas em função tanto da cristalização precoce de anfibólio quanto de biotita. O Sr, que possui elevado coeficiente de partição em relação ao plagioclásio, mas baixo para

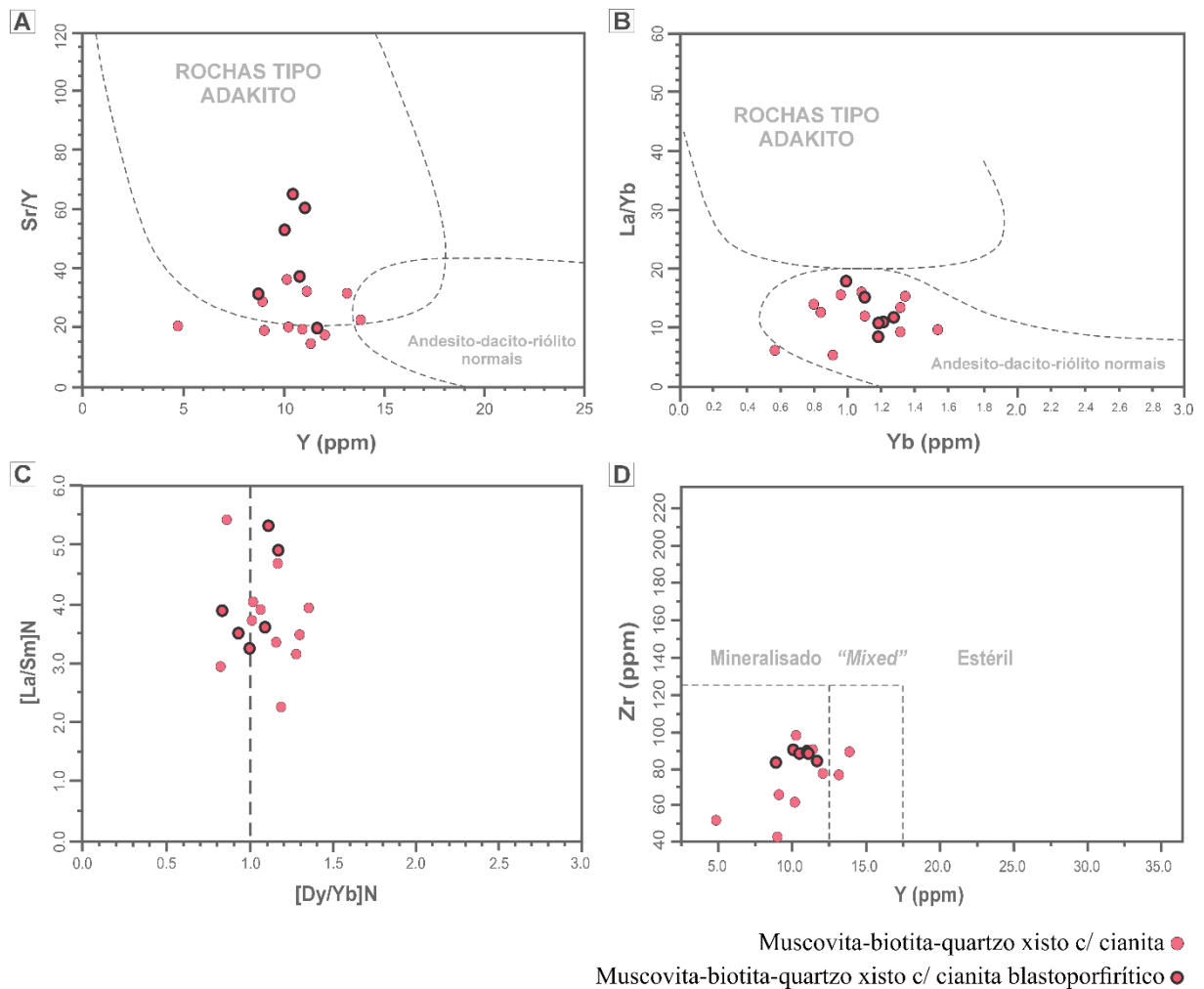


Fig. 4.18. Gráficos de correlação entre elementos-traço e entre razões de elementos-traço considerados parâmetros de fertilidade do magma parental para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita do depósito de Cu-Au Corpo Sul. Campos para rochas tipo adakito de Richards *et al.* (2007). Campos discriminantes entre intrusões mineralizadas e estéreis de Wells *et al.*, 2020. Valores de normalização de McDonough & Sun (1995).

anfíbólio e biotita, acumula-se no magma. O Y, por sua vez, apresenta coeficiente de partição maior para anfíbólio e biotita, mas baixo para plagioclásio, sendo consumido do magma. Em contrapartida, razões baixas de La/Yb podem refletir preferencialmente a cristalização inicial de biotita. Apesar do Yb apresentar coeficiente de partição maior para biotita e anfíbólio em relação ao plagioclásio, sendo depletado do magma, o La apresenta coeficientes de partição bastante próximos para anfíbólio e plagioclásio, mas elevado para biotita (até 5,7), podendo também ser depletado do magma (Tabela 3). Dessa maneira, mesmo razões baixas de La/Yb (<20) podem refletir altos teores de água no magma, não sendo este um bom parâmetro para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita.

Tabela 3. Coeficientes de partição dos elementos Sr, Y, La, Yb, Sm e Dy para hornblenda, biotita e plagioclásio em magmas andesíticos e dacíticos/riolíticos (Valores compilados de Rollinson, 1993).

Elemento	Andesito		Dacito e Riólito		
	hornblenda	plagioclásio	hornblenda	biotita	plagioclásio
Sr	0.40	2.82	0.02	0.45	15.63
Y	2.50	0.06	6.00	1.23	-
La	0.50	0.30	-	5.71	0.38
Yb	2.10	0.05	8.38	1.47	0.09
Sm	3.00	0.12	7.77	2.12	0.16
Dy	2.00	0.06	13.00	1.72	0.11

Durante a cristalização fracionada do magma, o grupo dos ETR médios e pesados torna-se empobrecido em relação ao grupo dos ETR leves devido ao fracionamento, principalmente, de granada, hornblenda, titanita e zircão. Essa característica pode ser sintetizada pelo comportamento entre La (ETR leves), Sm e Dy (ETR médios) e Yb (ETR pesados). Segundo Richards *et al.* (2012), razões $(La/Sm)_N \approx$ entre 4,0 e 8,0 e $(Dy/Yb)_N \approx$ entre 1,0 e 1,5 refletem o fracionamento precoce de hornblenda devido aos altos teores de água no magma, levando a padrões de ETR com forma lítrica. Para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, a mediana das razões $(La/Sm)_N$ e $(Dy/Yb)_N$ corresponde a 3,72 e 1,09, respectivamente (Fig. 4.17C). A razão $(La/Sm)_N$ encontra-se entre 4,5 e 5,5 para apenas um pequeno grupo de amostras ($n = 4$; círculo azul), estando a maioria ($n = 12$) entre 3,0 e 4,0 (Fig. 4.17C). No caso da razão $(Dy/Yb)_N$, a maioria das amostras ocorre entre 1,0 e 1,5 (Fig. 4.17C). Razões $(La/Sm)_N$ baixas, assim como as de La/Yb , podem estar relacionadas ao coeficiente de partição dos elementos, especialmente La, e ao fracionamento inicial de biotita, não anulando a possibilidade de um magma parental rico em água para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita (Tabela 3).

Segundo Wells *et al.*, 2020, concentrações baixas de Zr, até 125,0 ppm, e Y, até 12,5 ppm, definidas a partir do estudo dos pórfiros de Cu-Au do distrito de Northpark, Austrália, correspondem a um parâmetro capaz de acessar a fertilidade do magma. Altos teores de água no magma deprimem a temperatura de cristalização do zircão, por exemplo, e sua saturação dá-se em concentrações mais baixas de Zr. Desta forma, como exposto anteriormente, também antecipam a cristalização de anfibólio e/ou biotita, consumindo o Y do magma. Os valores de Zr e Y do muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita são de 88,0 ppm e 10,9 ppm, respectivamente, com a maioria das amostras ($n = 15$) localizadas no campo de intrusões

mineralizadas, condizente com um magma parental hidratado (Tabela 2, Fig. 4.17D). Ainda segundo Wells *et al.*, 2020, os teores mais elevados de K₂O de magmas cálcio-alcálicos de alto K, assim como os precursores dos pórfiros de Northpark e dos muscovita-biotita xistos do Corpo Sul, favorecem a cristalização de biotita no lugar de anfibólio, levando a um consumo mais baixo de Y do magma. Ao mesmo tempo, a solubilidade do zircão aumenta frente razões elevadas de (K + Na)/Al, consumindo mais Zr do magma. Nessas condições, os valores baixos de Zr e Y em Northpark e Corpo Sul estariam superestimados em relação a magmas cálcio-alcálicos de baixo e médio K, mas com estado de hidratação equivalente.

Ademais, como evidência direta de um magma parental fértil ligado ao protólito intrusivo e representado pelo muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita, há a presença eventual de anidrita em veios de quartzo com pirita ± calcopirita (Tipo II) do depósito Corpo Sul (Figs. 4.7C, C1). Reconhecida como um mineral magmático em intrusões hospedeiras de depósitos de Cu pórfiro, a anidrita é considerada uma forte indicação de altas taxas de oxidação e altos teores de S associados ao magma e presente como [SO₄]²⁻ (Sillitoe 2010).

4.6.8. Modelo de mineralização

Entre os atributos geológicos pré-metamórficos mais relevantes do depósito de Cu-Au Corpo Sul estão: (i) zoneamentos hidrotermal e metálico bem preservados; (ii) paragênese e estilo da mineralização; (iii) presença de intrusão central a mineralização, hospedeira e provável fonte termal e de fluidos; e (iv) características geoquímicas do magma parental. Tardamente, destaca-se a presença de alteração hidrotermal grossulária – epídoto - clorita com mineralização associada.

Com base, principalmente, nos diagramas da Fig. 4.16, seis halos de alteração hidrotermal pré-metamórficos foram definidos: férrico e potássico, clorítico-fílico ou clorítico, fílico, argílico e argílico avançado. A disposição dos halos, verificada segundo a direção NE-SW (ortogonal a direção de maior comprimento do depósito) corresponde a zoneamento hidrotermal acompanhado por zoneamento metálico onde razões baixas de Py/Cpy (maiores teores de Cu-Au), presentes nos halos férrico e potássico, aumentam até o domínio quase exclusivo de Py (teores baixos e esporádicos de Cu) nos halos distais (Fig. 4.17). Essa espacialização é bastante próxima ao padrão de zoneamento central e da base para o topo de depósitos tipo Cu pórfiro bem detalhados principalmente por Sillitoe (2010). Segundo o autor, a partir do halo potássico, profundo em relação a paleosuperfície, há o aumento progressivo da acidez do fluido hidrotermal com o declínio da temperatura, resultando nos halos clorítico-

filico, e filico até argílico avançado. Consequentemente, há também o aumento do estado de sulfetação do fluido e a mudança na assembleia de sulfetos precipitados (Figs. 4.17, 4.19).

Somada a qualidade de um depósito com alta tonelagem, mas com baixos teores (381Mt @ 0,23% de Cu e 0,13g/t de Au), a mineralização de Cu-Au do depósito Corpo Sul ocorre disseminada, representada pela paragênese principal calcopirita – pirita – magnetita (molibdenita como traços) e, esporadicamente, em veios de quartzo com calcopirita ± pirita ± magnetita (Tipo I), intrínseca ao halo férrico e potássico (Figs. 4.17 e 4.19). Segundo Sillitoe (2010), os fluidos magmáticos que dão origem a depósitos tipo Cu pórfiro, comumente bifásicos, são enriquecidos em cloretos de Na, K e Fe, na fase líquida hipersalina, e em voláteis ácidos, como SO₂, H₂S, CO₂ e HCl, na fase gasosa. À fase líquida associam-se Fe e Mo, e à fase gasosa, Cu, Au e S. Conforme o sistema Cu pórfiro resfria, auxiliado pela interação fluido-rocha, líquido e vapor dão origem a alteração potássica e sulfetos de Cu-Fe (*low sulfidation-state*) e Au. A descompressão ascendente e a consequente expansão da fase gasosa também contribuem para a diminuição da solubilidade dos metais transportados pelo vapor que, nesse estágio, precipitam. Ainda segundo o autor, o processo é acompanhado por extenso fraturamento hidráulico e geração pervasiva de *stockworks* de veios, preferencialmente os tipos A (veios de quartzo granular com calcopirita ± bornita, magnetita – calcopirita ou calcopirita) e B (veios de quartzo com molibdenita – calcopirita ± pirita), que aumentam consideravelmente o volume de rocha mineralizada. No caso do depósito Corpo Sul, entretanto, os eventos de deformação e metamorfismo sobrepostos provavelmente obliteraram o estilo *stockwork*, bem como a possibilidade de mensurar a densidade primária dos veios de quartzo com calcopirita ± pirita ± magnetita (Tipo I) que sugerem se tratar dos relíquitos de veios Tipo A.

De modo central ao zoneamento hidrotermal e metálico do depósito Corpo Sul, intrusão porfirítica de composição diorítica com idades concórdia U-Pb (zircão) de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99) e 875 ± 11 Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31) (Fig. 4.14), correlatas ao estágio inicial de formação do Arco Magmático de Mara Rosa (Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1997, 2000), é o protólito mais provável para o muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita mineralizado. A constatação corresponde a uma das características fundamentais para a definição genética de depósitos como do tipo pórfiro de Cu-Au (*eg.*, Sillitoe, 2010). O corpo intrusivo, geralmente dique ou *stock*, é a conexão necessária entre a câmara profunda (*pluton precursor*), fonte de magma saturado em fluidos e metais, e a crosta rasa até a paleosuperfície para alteração hidrotermal e mineralização das rochas encaixantes (Fig. 4.19). Adicionalmente, dados geoquímicos apontam um elevado teor de água associado ao magma parental que resulta na cristalização precoce e preferencial de biotita ao invés de plagioclásio (Richards, 2011;

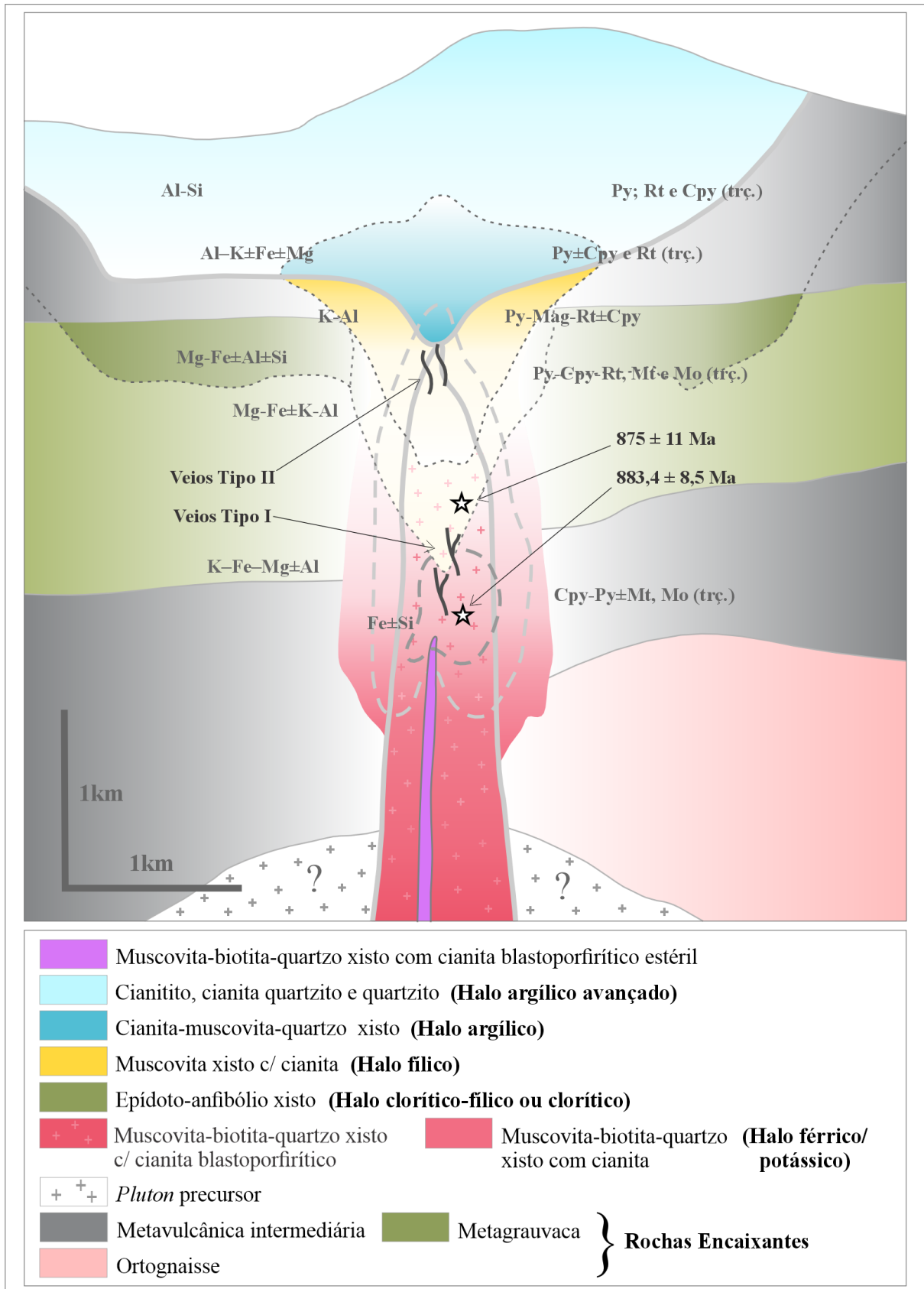


Fig. 4.19. Modelo metalogenético para a mineralização principal ou pré-metamórfica do depósito de Cu-Au Corpo Sul, baseado no modelo de mineralização tipo Cu pórfiro de depósitos indeformados (Adaptado de Sillitoe, 2010).

Richards *et al.* 2012; Wells *et al.*, 2020). A assinatura, baseada em elementos traços, é dada principalmente por anomalia de Eu quase nula ($\text{EuN/Eu}^* = 0.91$) (Tabela 2), razões Sr/Y elevadas (> 20) e concentrações baixas de Zr (88,0 ppm) e Y (10,9 ppm) (Fig. 4.18). Tais índices, são um forte indício de que o protólito intrusivo foi originado a partir de magma fértil e que, além de principal hospedeiro, é também o mais provável progenitor da mineralização de Cu-Au.

Quanto a mineralização tardia (tardi- a pós- *Dn*) (Subcapítulo 4.6.2), caracterizada por pirita $\pm$ calcopirita, a presença de grossulária (rica em Ca), na paragênese da alteração hidrotermal associada, remete a alteração hipogênica de depósitos tipo *skarn*. Segundo Biondi (2003), praticamente todos os depósitos escarníticos são zonados com assembleias minerais que indicam relação de proximidade com a intrusão precursora de calor e fluidos, bem como as fases da gênese do escarnito. A grossulária, na ausência de piroxênio, é compatível com a mineralogia metassomática ou progradacional de *exoskarms* de Fe, em sua porção proximal ao *pluton*. O epídoto (clinozoisita/zoisita) e, principalmente, a clorita se relacionam a mineralogia retrogradacional ou de alteração do escarnito caracterizada pela formação de minerais hidratados. Por outro lado, ainda segundo Biondi (2003), a paragênese pirita-calcopirita, na ausência de magnetita, é característica da zona da granada, mas de depósitos escarníticos de Cu, em que a razão pirita/calcopirita diminui em direção às zonas mais externas.

Por fim, apesar das assembleias de alteração hidrotermal e de mineralização tardias indicarem certa proximidade com o *pluton* precursor, para Biondi (2003) os *exoskarms* (Fe ou Cu) podem se formar em distâncias consideráveis do contato a depender da facilidade de percolação dos fluidos através de falhas e descontinuidades. Esta informação condiz com o desconhecimento de uma intrusão tardia ($< 610 - 604$ Ma), potencialmente precursora, relacionada ao domínio das litologias hospedeiras ou proximais ao depósito Corpo Sul. Ela também destaca a importância de estruturas interpretadas como correlatas ao evento deformacional *Dn+1* (eg., Falha Sucupira) que podem corresponder aos condutos dos fluidos hidrotermais mineralizantes (Figs. 4.2A e 4.3A, B).

4.6.9. Contribuição ao modelo genético do depósito de Cu-Au Chapada

Entre as principais propostas genéticas para o depósito de Cu-Au Chapada, divergentes do modelo do tipo Cu pórfiro (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2015), está o modelo vulcanogênico exalativo (Kuyumjian, 1989; Martini, 2021). A pesquisa relacionada ao depósito Corpo Sul, entretanto, permitiu tanto um detalhamento maior de feições comuns ao

depósito de Cu-Au Chapada quanto a identificação de novos atributos que dão robustez a interpretação de um modelo genético do tipo Cu pórfiro para a mineralização.

Entre as principais características comuns aos dois depósitos estão a paragênese e o estilo da mineralização, composta por calcopirita, pirita e magnetita predominantemente disseminadas, e o zoneamento hidrotermal e metálico bem preservado, definido por núcleo rico em calcopirita e magnetita, associado a alteração potássica, seguida de envoltória rica em pirita, relacionada às alterações distais. Paralelamente, depósitos do tipo vulcanogênico exalativo também apresentam zoneamento hidrotermal e metálico. Entretanto, os tipos de alteração que compõem o zoneamento, bem como a composição e o estilo da mineralização correlata diferem consideravelmente. Segundo Biondi (2003), depósitos vulcanogênicos proximais, posteriores ao Paleoproterozóico, são compostos pela zona mineralizada superior (lente), maciça, acamadada e estratiforme, e pela zona inferior (afunilada) de *stockwork* com mineralização associada a vênulas e disseminada. A zona de *stockwork*, que talvez possa ser associada a gênese dos depósitos Corpo Sul e Chapada, compreende mineralização composta por pirita - esfarelita $\pm$ galena, em sua porção mais externa, seguida por calcopirita $\pm$ pirita $\pm$ pirrotita que envolve núcleo rico em pirita (zona axial). As alterações que acompanham a mineralização nesta ordem são comumente a fílica e a argílica, seguidas de silicificação, podendo ou não conter uma zona profunda cloritizada.

Os novos atributos identificados a partir da caracterização do depósito Corpo Sul incluem a definição da principal rocha hospedeira da mineralização como o produto metamórfico de alteração potássica, relacionada a protólito ígneo intrusivo, e da assinatura do magma parental como rico em água/fértil e, portanto, potencialmente precursor da mineralização cupro-aurífera. Tais características, restringem significativamente a associação da mineralização a uma origem vulcanogênica exalativa. Segundo Biondi (2003), em regiões de arcos de ilhas os depósitos tendem a se formar em tufos e brechas vulcânicas devido a maior permeabilidade e suscetibilidade a ação dos fluidos hidrotermais. Em sistemas Cu pórfiro-epitermal, essas condições são próximas as necessárias apenas para a formação de sua porção mais rasa, relacionada ao halo argílico avançado (litocapas). Segundo Sillitoe (2010), as litocapas podem ter dezenas de quilômetros quadrados e conter mais de um depósito Cu pórfiro subjacente, abrigar importantes concentrações de Cu, Au e Ag, disseminada e em veios, mas relacionadas a assembleias de *high sulfidation-state* como pirita, enargita e covellita.

4.6.10. Contexto mundial

O depósito de Cu-Au Corpo Sul é parte de um sugestivo aglomerado ou alinhamento de centros intrusivos de sistema Cu pórfiro-epitermal neoproterozóico que inclui, além do depósito de Cu-Au Chapada, outros depósitos e ocorrências com assinaturas distintas. Mundialmente, similar em idade, tipologia e conteúdo metálico, apenas mais um depósito é conhecido o que torna seu estudo/caracterização bastante relevante.

O depósito Jabel Ohier no Sudão, com 593Mt@ 0,33% de Cu e 0,05g/t de Au, é uma descoberta relativamente recente no orógeno neoproterozóico Árabe-Núbio de um depósito tipo pórfiro de Cu-Au (Bierlen *et al.*, 2016; 2020). Com idade de 816 a 812 Ma, sua origem é relacionada aos estágios iniciais de um arco de ilhas intra-oceânico (Moçambique) e, apesar de metamorfizado em condições da fácies xisto verde, é bem preservado. Entre as principais características correlatas a um modelo genético tipo pórfiro de Cu-Au os autores destacam: (i) mineralização hospedada por intrusão diorítica cálcio-alcálica, intrudida por diques pórfiros com composição diorítica a granodiorítica sin- a pós- evento de mineralização principal; (ii) zoneamento hidrotermal caracterizado por alteração com K-silicato (proximal), seguida das alterações sericítica e propilitica (distal); (iii) mineralização associada a *stockwork* de veios dos tipos A, B e C, veios de anidrita e, periféricamente, veios Tipo-D; (iv) presença de brechas magmático-hidrotermais mineralizadas e (iv) assinatura geoquímica similar à de magmas parentais férteis terciários, envolvendo altas razões Sr/Y e ausência de anomalia negativa de Eu.

Comparativamente, é provável que as condições de médio grau metamórfico e a complexa história deformacional do depósito Corpo Sul, tenha limitado o reconhecimento de uma maior gama de características comuns a depósitos tipo Cu pórfiro (*eg.*, as múltiplas fases de colocação de diques e *stocks* em relação ao evento de mineralização principal; *stockwork* e uma maior variedade em tipologia de veios; estruturas e texturas relacionadas a brechas). Por outro lado, o zoneamento hidrotermal e metálico, a partir de uma intrusão central, hospedeira e potencialmente progenitora da mineralização, corresponde a uma das feições diagnósticas, relacionadas a depósitos tipo Cu pórfiro, mais completas e significativas do depósito Corpo Sul. Exceto pela alteração sódico-cálcica profunda, considerada de difícil reconhecimento e/ou baixo potencial de preservação, mesmo em depósitos fanerozoicos (Sillitoe, 2010), e pela propilitica, de difícil discriminação em terrenos gnáissicos por não gerar mudanças químicas significativas em protólitos cálcio-alcálicos (Bonnet *et al.*, 2007), no depósito Corpo Sul são reconhecidas desde a alteração potássica, passando pelas alterações clorítica-fílica, fílica,

argílica, até a argílica avançada, características de depósitos tipo Cu pórfiro originados a partir de rochas cálcio-alcálinas, em que as alterações hidrotermais são bem desenvolvidas (Sillitoe, 2010).

4.7. Conclusão

A integração dos dados obtidos nesta pesquisa, somada ao conhecimento geológico prévio da região da mina Chapada, permitiu de maneira satisfatória associar a mineralização principal do depósito Corpo Sul a um modelo genético originalmente do tipo pórfiro de Cu-Au de idade neoproterozóica que, assim como o depósito de Chapada, foi deformado e metamorfoisado durante a Orogênese Brasileira. Para tanto, as principais evidências identificadas e conclusões são:

- Todas as litologias investigadas, exceto o metadiorito, foram metamorfoisadas em fácies anfibolito, zona da cianita, durante o evento deformacional *Dn-1* (760 – 730 Ma), e retrometamorfoisadas para a facies xisto verde, zonas da biotita, em *Dn* (610 – 604 Ma), e clorita, em *Dn+1* (< 610 – 604 Ma).
- O primeiro estágio da mineralização, principal e comum a todas as litologias hospedeiras investigadas, é pré-metamórfico e ocorre deformado (pirita e óxidos) a recristalizado e remobilizado (calcopirita).
- As rochas hospedeiras da mineralização do depósito Corpo Sul, assim como as definidas para a mina de Cu-Au Chapada, foram inicialmente interpretadas como produtos de alteração hidrotermal (metamorfoisados) a partir apenas de relações geológicas de mapeamento e descrição petrológica macroscópica. Nesta pesquisa, porém, estudos litogeoquímicos baseados em óxidos de elementos maiores permitiram identificar ao menos 6 halos de alteração hidrotermal condizentes com aqueles considerados típicos do zoneamento de depósitos tipo Cu pórfiro.
- Apesar do hidrotermalismo e metamorfismo sobrepostos, um protólito ígneo associado aos produtos de alteração potássica e férrica é o mais provável hospedeiro e fonte da mineralização cupro-aurífera do depósito Corpo Sul. Os cristais de zircão, morfologicamente típicos de rochas magmáticas de cristalização lenta (plutônicas ou hipohabissais) possuem idades U/Pb de $883,4 \pm 8,5$ Ma ($n = 9$; MSWD = 0,99) e 875 ± 11 Ma ($n = 12$; MSWD = 0,31), contemporâneas ao estágio inicial de evolução do Arco Magmático de Mara Rosa. Estudos litogeoquímicos, baseados em elementos traço, além de correlacionarem o protólito a rochas de composição diorítica a tonalítica com afinidade

cálcio-alcálica de alto K, geradas em ambiente de arco vulcânico, evidenciam a fertilidade do magma parental.

- O zoneamento metálico que acompanha o zoneamento hidrotermal, caracterizado por razões crescentes de Py/Cpy (Mt) refletem, além da presença de núcleo rico em Cu-Au característico de depósitos tipo Cu pórfiro, a associação do Au (*Invisible Gold*) a calcopirita.
- A caracterização de assembleia de mineralização tardia associada a alteração cálcica sugere a sobreposição do evento de mineralização principal, definido como do tipo Cu pórfiro, por evento similar ao de depósitos tipo *exoskarn* de Cu ou Fe. A intrusão fonte de calor e fluidos, entretanto, é posterior ao metamorfismo em fácies xisto verde, zona da biotita, datado em 610 – 604 Ma e, consequentemente, mais jovem que o metadiorito de 630 ± 12 Ma ($n = 20$; MSWD = 0,43) correlacionado a suíte Amarolândia.

4.8. Referências

- Ahmed A., Crawford A.J., Leslie C., Phillips J., Wells T., Garay A., Hood S.B., Cooke D.R., 2020. Assessing copper fertility of intrusive rocks using field portable X-ray fluorescence (pXRF) data. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **20** (1): 81–97.
- Arantes D., Osborne G.A., Buck P.S., Porto C.G., 1991. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: E.A. Ladeira (ed.) *Brazil Gold' 91. Anais*, p.: 221-229.
- Bierlein F.P., Potma W., Cernuschi F., Brauhart C., Robinson J., Bargmann C.J., Bullen W., Henriquez J.F., Davies I., Kennedy A., 2020. New Insights into the evolution and age of the Neoproterozoic Jebel Ohier porphyry copper deposit, Red Sea Hills, northeastern Sudan. *Economic Geology*, **115**:1–31.
- Bierlein F. P., McKeag S., Reynolds N., Bargmann C.J., Bullen W., Murphy F.C., Al-Athbah H., Brauhart C., Potma W., Meffre S., Mcknight S., 2016. The Jebel Ohier deposit - a newly discovered porphyry copper-gold system in the Neoproterozoic Arabian-Nubian Shield, Red Sea Hills, NE Sudan. *Mineralium Deposita*, **51**:713-724.
- Biondi J.C., 2003. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. São Paulo: Oficina de Textos, 528 p.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 184-187.
- Bonnet A-L. & Corriveau L., 2007. Alteration Vectors to Metamorphosed Hydrothermal Systems in Gneissic Terranes. In: Goodfellow, W.D., (ed.) *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, 5, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, p.: 1035-1049.
- Brown M., Johnson T. e Gardiner N.J., 2020. Plate Tectonics and the Archean Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **48**:12.1-12.30.
- Bucher K. & Grapes R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th Edition, Springer Science & Business Media, 341 p.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **8**: 99-114.

- Cawood P.A. & Hawkesworth C.J., 2015. Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. *In: Jenkin G.R.T., Lusty P.A.J., McDonald I., Smith M.P., Boyce A.J. & Wilkinson J.J. (eds), Ore Deposits in an Evolving Earth*. Geological Society, London, Special Publications, **393**:9–21.
- Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F., 2013. Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society of London, Special Publications* **318(1)**:1-36.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**:469–500.
- Corriveau L. & Spry P., 2014. Metamorphosed Hydrothermal Ore Deposits. *In: Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Eds.) Treatise on Geochemistry 2nd edition, 13*, Elsevier, p.:175-194.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Meneses P.R., 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcanosedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:329-334.
- Duuring P., Kassidy K.F., Hagemann S.G., 2007. Granitoid-associated orogenic, intrusion related and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Review*. **32**:157–186.
- D’el-Rey Silva, L.J.H., Oliveira I.L., Pohren, C.B., Tanizaki M.L.N., Carneiro R.C., Fernandes G.L.F., Aragão P. E., 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: Collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the Neoproterozoic of central Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **32(1)**:1-13.
- D’el Rey Silva L.J.H. & Barros Neto L.S., 2002. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:693-708.
- Evans K.A., & Tomkins A., 2011. The relationship between subduction zone redox budget and arc magma fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, **308**:401-409.
- Figueiredo, B.R., 2000. Minérios e ambiente. Campinas, São Paulo. Ed. UNICAMP, 400 p.
- Fuck R.A., Pimentel M.M, Alvarenga C.J.S., Dantas E.L., 2017. The Northern Brasília Belt. *In: Heilbron M., Cordani H.G., Alkmim F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Regional Geology Reviews, Springer, p.: 205-220.
- Goldfarb R.J., Bradley D., Leach D.L., 2010. Secular variations in economic geology. *Economic Geology*, **105**:459-466.

- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L., 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**:2469-2482.
- Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *J. Petrol.*, **48**:2341–2357.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A. e Dhime, B., 2020. The evolution of the continental crust and onset of plate tectonics. *Frontiers in Earth Science*, **8**:326.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53(1)**:27–62.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Moraes R., 2002. Nd Isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**:101–118.
- Junges S., 1998. Caracterização Geoquímica e Isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanosedimentar de Mara Rosa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 115 p.
- Kerrick R., Goldfarb R.J., Richards J., 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.: 1097–1136.
- Kuyumjian R.M., 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:285–288.
- Kuyumjian, R.M., 1989. The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada Sequence, Central Brazil. PhD thesis, University of London, 289 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R.A., Junges S.L., 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:183–198.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberaí region, Goiás, Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:599–614.
- Lopes P.T., 2009. Geologia da porção sudoeste da mina de Chapada, Alto Horizonte, GO. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 48 p.

- Loucks R.R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*. **61**:5–16.
- Martini S.L., 2021. The volcanogenic perspective world-class Chapada Cu-Au deposit in Central Brazil revisited. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **4**:77-105.
- McDonough W.F. & Sun S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Murphy J.B., 2007. Igneous Rock Associations 8. Arc Magmatism II: Geochemical and Isotopic Characteristics. *Geoscience Canada*. **34**:7-35.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S, Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Bunh B.M., 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints on the Mettalogenesis of a Neoproterozoic Large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, **72**:1-21.
- Oliveira C.G., Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A., Almeida T., Della Giustina M.E.S., 2006. *Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte. (Folha SD.22-X-D-IV). Escala 1:100.000. Nota Explicativa, FUB/CPRM, 164 p.*
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K., Siegesmund S., 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*. **8**:1431-1445.
- Palermo N., 1996a. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa, Goiás. *In*: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 5, p.: 219-222.
- Pearce J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pimentel M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal Geology*, **46**:67–82
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M., 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:35–39.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N., 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:299–310.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375–379.

- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J., 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321–335.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, **107**:295–332.
- Richards J.P., 2011. High Sr/Y Arc magmas and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, **106**(7):1075–1081.
- Richards J.P. & Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, **102**:537–576.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J., Lois M.J., 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed wall rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **81**:1884–1898.
- Roche L.K., Korhonen F.J., Johnson S.P., Wingate M.T.D., Hancock E.A., Dunkley D., Rasmussen J.-W. Zi, B., Muhling J.R., Occhipinti S.A., Dunbar M., Goldsworthy J., 2017. The evolution of a Precambrian arc-related granulite facies gold deposit: Evidence from the Glenburgh deposit, Western Australia. *Precambrian Research*, **290**:63–85.
- Rudnick R.L. & Gao S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* 3–9, 1–64.
- Sillitoe R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, **105**:3–41.
- Sizova E., Gerya T., Brown M., 2014. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision. *Gondwana Research*, **25**:522–545.
- Stringham B., 1960. Differences between barren and productive intrusive porphyry. *Economic Geology*, **55**(8):1622–1630.
- Taylor C.D., Sutley S.J., Lichte F.E., 2010. Geology, geochemistry, and genesis of the Greens Creek massive sulfide deposit, Admiralty Island, southeastern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 1763, 429 p.
- Tomkins A.G. & Grundy C., 2009. Upper Temperature Limits of Orogenic Gold Deposit Formation: Constraints from the Granulite-Hosted Griffin's Find Deposit, Yilgarn Craton. *Economic Geology*, **104**(5):669–685.
- Vermeesch P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**:1479–1493.

- Wells T. J., Meffre S., Cooke D. R., Steadman J., Hoyer J. L., 2020. Assessment of magmatic fertility using pXRF on altered rocks from the Ordovician Macquarie Arc, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, **68**:397-409.
- Wernick E., 2004. Rochas Magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo: Ed. UNESP, 655 p.
- YAMANAGOLD/MMIC, 2013. Yamana Gold Inc./Mineração Maracá Indústria e Comércio S.A. Relatório Final de Pesquisa do Alvo Corpo Sul, Processo 860.273/2003, DNPM. Goiás, Brasil, 11

ANEXO 1**PROCEDÊNCIA E LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS COLETADAS PARA
PETROGRAFIA, ANÁLISE GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA**

Anexo_1A – Amostras coletadas a partir de furos de sondagem e teores de Au (ppm) e Cu (%) dos intervalos (0,5 – 2,0m) de referência.

SEÇÃO GEOL.	FURO DE SOND.	UTM LESTE	UTM NORTE	ALT. (m)	AZ.	INCL.	PROF.	AMOST.	Au (ppm)	Cu (%)	PETRO.	PROF. AMOST. (m)	GEOQ.	INTER. AMOST. (m)	GEOCRONO	INTER. AMOST. (m)
a-a'	CS-11A	671963	8424248	375,02	146°	-55°	352,57	72465	0,00	0,02	CS-11A-1	90,70	CS-11A-1GQ	90,00 - 91,00	CS-10GC	60,00 - 60,50
								72466	0,00	0,02	CS-11A-2	91,20	CS-11A-2GQ	91,00 - 92,00		
								72549	0,14	0,27	CS-11A-4	165,00	CS-11A-4GQ	165,00 - 166,00		
								72556	0,18	0,30	CS-11A-5	171,90	CS-11A-5GQ	171,00 - 172,00		
								60901	0,27	0,35	CS-08-1	11,80	CS-08-1GQ	11,00 - 12,00		
	CS-08	672091	8424056	346,80	146°	-55°	149,55	60918	0,21	0,45	CS-08-2	25,40	CS-08-2GQ	25,00 - 26,00		
								60959	0,46	0,79	CS-08-3	61,50	CS-08-3GQ	60,81 - 62,00		
								60974	1,02	0,57	CS-08-4	75,80	CS-08-4GQ	75,00 - 76,00		
								60997	0,04	0,04	CS-08-5	97,50	CS-08-5GQ	97,00 - 98,00		
								61020	0,10	0,14	CS-08-6	116,20	CS-08-6GQ	116,00 - 117,00		
	CS-10	672050	8424129	356,33	146	-60	200,11	61522	0,06	0,22	-	-	-	-		
								103408	0,02	0,02	CS-168-1	41,44	CS-168-1GQ	41,67 - 43,00		
	CS-168	672327	8423867	366,40	146°	-85°	101,93	103414	0,02	0,03	CS-168-2	52,50	CS-168-2GQ	50,98 - 52,63		
								103416	0,02	0,02	CS-168-3	54,30	CS-168-3GQ	53,36 - 55,00		
								103433	0,03	0,02	CS-168-4	76,50	CS-168-4GQ	76,00 - 77,38		
b-b'	CS-111	671408	8423799	359,40	146°	-70°	383,03	101213	0,02	0,03	CS-111-1	35,60	CS-111-1GQ	35,00 - 37,00	CS-99GC	84,60 - 85,00
								101238	0,03	0,07	CS-111-2	78,00	CS-111-2GQ	76,00 - 78,00		
								101272	0,06	0,17	CS-111-3	139,00	CS-111-3GQ-A	137,00 - 139,00		
								101281	0,10	0,23	CS-111-6	150,50	CS-111-6GQ	150,00 - 152,00		
								101345	0,04	0,15	CS-111-4	261,50	CS-111-4GQ	261,00 - 263,00		
								101418	0,04	0,02	CS-111-5	380,60	CS-111-5GQ	380,00 - 381,00		
								101056	0,57	0,82	CS-99-2	76,70	CS-99-1GQ	84,00 - 86,00		
								101052	0,41	0,57	CS-99-1	84,60	CS-99-2GQ	76,00 - 78,00		
								101062	0,06	0,11	CS-99-3	96,35	CS-99-3GQ	96,00 - 98,00		
								101072	0,12	0,18	CS-99-4	112,30	CS-99-4GQ-A	112,00 - 113,00		
	CS-99	671446	8423738	368,50	146°	-60°	312,7	101138	0,12	0,18	CS-99-5	226,00	CS-99-4GQ-B	113,00 - 114,00		
								95525	0,01	0,01	CS-100-1	75,00	CS-99-5GQ	226,00 - 228,00		
								95527	0,02	0,02	CS-100-2	78,00	CS-100-1GQ	74,00 - 75,00		
								95551	0,03	0,06	CS-100-3	112,00	CS-100-2GQ	77,00 - 78,59		
								95564	0,54	0,46	CS-100-4	129,00	CS-100-3GQ	111,00 - 113,00		
								95580	0,65	0,62	CS-100-5	154,00	CS-100-4GQ	128,00 - 129,00		
								95581	0,63	0,66	CS-100-6	156,00	CS-100-5GQ	152,00 - 154,00		
								95658	0,03	0,03	CS-100-8	282,00	CS-100-6GQ	154,00 - 156,00		
								95658	0,03	0,03	CS-100-8	282,00	CS-100-8GQ	281,00 - 283,00		
	CS-100	671563	8423565	371,70	146°	-70°	290,31	95580	0,65	0,62	CS-100-5	154,00	CS-100-5GQ	152,00 - 154,00		
								95581	0,63	0,66	CS-100-6	156,00	CS-100-6GQ	154,00 - 156,00		

Anexo_1B – Amostras coletadas a partir de afloramentos.

PONTO/AFLORAMENTO	UTM LESTE	UTM NORTE	ALTITUDE (m)	PETROGRAFIA	GEOQUÍMICA	GEOCRONOLOGIA
CS-01	671384	8422316	332	CS-01	MD-01 MD-02	CS-01GC
CS-02	672273	8423374	335	CS-02A	GN-01	
				CS-02B	GN-02	

ANEXO 2**ANÁLISES SEMI-QUANTITATIVAS POR MEV-EDS EM GRANADA E RELÍCTOS
DE PLAGIOCLÁSIO**

Anexo_2A – Granada tardi- a pós- tectônica

Label	Element	Type	Element (%)	Atomic (%)
1	O	ED	42,89	60,96
	Al		13,21	11,14
	Si		17,95	14,53
	Ca		17,57	9,97
	Fe		8,37	3,41
	Total		100	100
2	O	ED	43,47	61,18
	Al		13,94	11,63
	Si		18,17	14,57
	Ca		17,51	9,84
	Fe		6,91	2,79
	Total		100	100

Anexo_2B – Plagioclásio reliquiar

Label	Element	Type	Element (%)	Atomic (%)
1	O	ED	46,23	62,93
	Mg		0,33	0,29
	Al		18,35	14,81
	Si		20,59	15,96
	K		8,01	4,46
	Fe		2,23	0,87
	Ba		4,25	0,67
	Total		100	100
2	O	ED	48,83	63,01
	Mg		0,3	0,27
	Al		18,16	14,49
	Si		20,97	16,08
	K		8,7	4,79
	Fe		2,49	0,96
	Ba		2,55	0,4
	Total		100	100
3	O	ED	47,35	60,99
	Na		5,56	4,99
	Al		13,01	9,94
	Si		29,9	21,94
	Ca		4,17	2,14
	Total		100	100
4	O	ED	47,99	61,19
	Na		6,81	6,04
	Al		11,7	8,84
	Si		31,59	22,95
	Ca		1,92	0,98

	Total	100	100
5	O	48,34	61,3
	Na	7,5	6,62
	Al ED	10,91	8,2
	Si	32,59	23,54
	Ca	0,66	0,33
	Total	100	100
6	O	48,12	61,09
	Na	7,6	6,71
	Al ED	11,02	8,3
	Si	32,55	23,54
	Ca	0,72	0,36
	Total	100	100
7	O	46,79	63,39
	Mg	0,33	0,31
	Al	16,68	13,4
	Si ED	20,48	15,81
	K	8,7	4,82
	Fe	5,05	1,96
	Ba	1,96	0,31
	Total	100	100
8	S	35,44	50,55
	Fe ED	30,1	24,65
	Cu	34,46	24,81
	Total	100	100
9	O	51,32	64,92
	Si ED	48,68	35,08
	Total	100	100
10	O	47,25	60,95
	Na	5,43	4,87
	Al ED	13,37	10,23
	Si	29,4	21,6
	Ca	4,56	2,35
	Total	100	100

ANEXO 3**ANÁLISES GEOQUÍMICAS DO ORTOGNAISSE (UNIDADE A), DAS ROCHAS
HOSPEDEIRAS DA MINERALIZAÇÃO (UNIDADE B) E DO METADIORITO**

*Óxidos de elementos maiores e menores estão representados na forma de porcentagem em peso, Elementos traço e terras raras estão representados em ppm,

Anexo_3A - Ortognaisse

Amostra/Elemento	GN-01	GN-02
SiO ₂	56,00	57,40
Al ₂ O ₃	18,45	17,65
Fe ₂ O _{3T}	8,78	8,62
MgO	3,45	3,27
CaO	9,33	9,02
Na ₂ O	2,35	2,30
K ₂ O	0,96	0,72
TiO ₂	0,61	0,59
P ₂ O ₅	0,22	0,22
MnO	0,18	0,18
BaO	0,04	0,03
SrO	0,09	0,09
Cr ₂ O ₃	0,005	0,005
LOI 1000	0,64	0,72
TOTAL	100	100
Mo	0,50	1,00
Cu	88,00	157,00
Sb	0,025	0,025
Zn	78,00	70,00
Ni	8,00	11,00
Ag	0,25	0,25
As	0,60	0,60
Cd	0,25	0,25
Tl	0,06	0,25
Ga	21,1	18,9
Hf	2,40	2,20
V	256,00	238,00
Sc	21,00	20,00
Se	0,20	0,10
Hg	0,0025	0,01
Te	0,02	0,02
Bi	0,01	0,005
Co	17,00	20,00
Sn	1,00	1,00
W	1,00	1,00
Cr	40,00	30,00
Li	5,00	10,00
Cs	0,31	0,24
Rb	18,4	13,7
Ba	317,00	175,00
Th	5,23	3,61
U	1,05	0,96
Nb	4,2	2,6

Ta	0,3	0,2
Pb	9,00	6,00
Sr	708,00	732,00
P	960,08	960,08
Zr	83,00	81,00
Ti	3656,95	3537,05
Y	18,8	18,2
La	16,6	13,5
Ce	34,00	28,1
Pr	4,07	3,56
Nd	17,1	15,4
Sm	3,38	3,35
Eu	1,07	1,02
Gd	3,91	3,31
Tb	0,55	0,51
Dy	3,36	3,01
Ho	0,65	0,64
Er	2,16	1,97
Tm	0,29	0,3
Yb	2,23	2,03
Lu	0,35	0,3
ΣETR	89,72	77,00
ΣETRL	76,22	64,93
ΣETRP	13,50	12,07
ΣETRL/ΣETRP	5,65	5,38

Anexo_3B – Epidoto-anfibólio xisto

Elemento/Amostra	CS-11A-2GQ	CS-08-6GQ	CS-111-1GQ	CS-111-4GQ	CS-111-5GQ	CS-100-8GQ
SiO₂	57,50	55,40	59,90	58,60	56,90	54,80
Al₂O₃	17,65	16,50	17,25	16,40	19,30	16,35
Fe₂O_{3T}	6,04	10,67	6,75	7,84	10,42	9,84
MgO	4,51	6,21	2,38	3,16	4,36	4,95
CaO	5,67	2,10	7,64	3,88	2,58	4,82
Na₂O	1,82	2,58	1,14	2,82	0,91	2,11
K₂O	2,23	3,22	2,40	2,20	1,30	1,45
TiO₂	0,96	0,49	0,35	1,11	0,51	0,43
P₂O₅	0,24	0,33	0,22	0,27	0,37	0,26
MnO	0,07	0,06	0,12	0,05	0,11	0,09
BaO	0,05	0,08	0,08	0,04	0,03	0,03
SrO	0,03	0,02	0,06	0,08	0,03	0,08
Cr₂O₃	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI 1000	3,25	2,62	2,05	2,96	4,08	5,26
TOTAL	100	100	100	99,34	100	100
Mo	0,50	16,00	0,50	22,00	7,00	0,50

Cu*	229,00	1920,00	54,00	1570,00	204,00	263,00
Sb	0,05	0,03	0,14	0,03	0,03	0,12
Zn	51,00	65,00	61,00	29,00	54,00	107,00
Ni	42,00	39,00	4,00	13,00	8,00	13,00
Ag	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
As	2,00	1,40	2,40	0,80	1,30	3,60
Cd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ga	21,40	17,80	15,80	20,40	17,00	15,20
Hf	2,80	2,10	2,30	3,50	2,60	2,10
V	222,00	235,00	159,00	212,00	205,00	185,00
Sc	18,00	23,00	11,00	18,00	21,00	19,00
Se	2,00	7,50	0,40	6,00	5,30	4,20
Hg	0,01	0,01	0,0025	0,0025	0,02	0,0025
Te	0,49	0,39	0,04	0,35	0,49	1,33
Bi	0,15	0,09	0,09	0,16	0,87	0,54
Co	15,00	25,00	9,00	22,00	24,00	17,00
Sn	2,00	3,00	1,00	2,00	2,00	1,00
W	5,00	1,00	9,00	8,00	12,00	7,00
Cr	70,00	190,00	20,00	40,00	40,00	90,00
Li	10,00	10,00	5,00	10,00	10,00	10,00
Cs	0,97	2,17	1,33	1,11	1,68	3,96
Rb	67,80	105,00	79,00	87,00	43,40	50,50
Ba	343,00	730,00	702,00	334,00	224,00	233,00
Th	1,06	7,59	6,20	1,04	7,34	5,82
U	0,57	2,43	2,27	0,77	2,76	2,56
Nb	3,00	3,40	2,40	3,20	4,10	2,80
Ta	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Pb	14,00	11,00	14,00	8,00	4,00	42,00
Sr	252,00	246,00	581,00	790,00	196,50	746,00
P	1047,36	1440,12	960,08	1178,28	1614,68	1134,64
Zr	97,00	76,00	75,00	122,00	85,00	68,00
Ti	5755,20	2937,55	2098,25	6654,45	3057,45	2577,85
Y	15,80	12,20	10,60	22,40	14,10	12,40
La	10,60	15,60	12,90	14,80	15,80	19,90
Ce	25,80	31,00	24,60	32,00	31,30	35,80
Pr	3,34	3,59	2,62	4,14	3,45	3,67
Nd	14,40	13,50	10,30	18,50	14,00	15,30
Sm	3,33	2,73	2,16	3,92	3,23	2,84
Eu	0,99	0,70	0,66	1,31	1,24	0,60
Gd	3,36	2,62	1,94	4,49	3,26	2,80
Tb	0,45	0,41	0,31	0,67	0,45	0,38
Dy	2,88	2,08	1,92	3,85	2,38	2,12
Ho	0,57	0,43	0,36	0,75	0,47	0,42
Er	1,66	1,43	1,12	2,11	1,73	1,39
Tm	0,25	0,21	0,18	0,38	0,26	0,21
Yb	1,78	1,31	1,20	1,99	1,52	1,31
Lu	0,20	0,21	0,20	0,33	0,23	0,23

ΣETR	69,61	75,82	60,47	89,24	79,32	86,97
ΣETRL	58,46	67,12	53,24	74,67	69,02	78,11
ΣETRP	11,15	8,70	7,23	14,57	10,30	8,86
ΣETRL/ΣETRP	5,24	7,71	7,36	5,12	6,70	8,82

Anexo_3C – Muscovita-biotita-quartzo xisto com cianita blastoporfírico

Elemento/Amostra	CS-11A-4GQ	CS-11A-5GQ	CS-99-2GQ	CS-99-4BGQ	CS-99-5GQ	CS-100-4GQ
SiO₂	61,60	64,50	63,60	64,30	64,40	63,10
Al₂O₃	16,30	16,90	15,85	16,85	17,05	17,05
Fe₂O_{3T}	7,06	5,40	5,43	4,65	4,73	6,19
MgO	2,83	1,34	2,20	1,78	1,82	2,86
CaO	3,64	0,81	2,96	1,88	3,73	1,14
Na₂O	4,02	1,58	4,31	2,50	3,70	2,27
K₂O	1,84	5,40	2,44	5,02	2,51	4,48
TiO₂	0,28	0,29	0,30	0,28	0,27	0,29
P₂O₅	0,19	0,19	0,16	0,20	0,19	0,21
MnO	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
BaO	0,05	0,13	0,05	0,12	0,08	0,09
SrO	0,07	0,03	0,05	0,04	0,07	0,02
Cr₂O₃	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI 1000	2,01	3,03	2,11	2,04	1,70	2,64
TOTAL	99,90	99,64	99,44	99,66	100	100
Mo	3,00	64,00	103,00	7,00	5,00	14,00
Cu*	2170,00	2160,00	7030,00	2880,00	911,00	2780,00
Sb	0,03	0,06	0,14	0,10	0,09	0,10
Zn	27,00	15,00	53,00	49,00	43,00	41,00
Ni	20,00	4,00	8,00	7,00	4,00	3,00
Ag	0,03	0,50	1,50	0,70	0,03	0,50
As	1,50	1,50	5,70	2,20	2,00	2,30
Cd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ga	17,70	15,30	15,50	15,60	14,50	16,00
Hf	2,70	2,30	2,50	2,50	2,50	2,40
V	175,00	168,00	216,00	171,00	131,00	181,00
Sc	12,00	9,00	11,00	10,00	8,00	9,00
Se	4,60	5,10	8,00	4,00	2,40	5,10
Hg	0,11	0,03	0,04	0,02	0,0025	0,01
Te	0,21	0,21	0,41	0,22	0,09	0,28
Bi	0,01	0,25	0,16	0,09	0,04	0,26
Co	16,00	8,00	15,00	9,00	8,00	9,00
Sn	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00
W	2,00	11,00	3,00	7,00	3,00	4,00
Cr	90,00	30,00	30,00	40,00	30,00	30,00
Li	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00
Cs	1,17	1,01	1,66	1,28	1,17	12,10
Rb	71,30	125,00	83,30	115,00	84,60	130,50

[illegible]

LOI 1000	3,87	2,67	2,76	2,16	2,84	2,03	1,61	1,91	3,24	2,38	4,70
TOTAL	100	99,43	99,98	99,77	99,17	99,18	99,64	100	98,99	99,01	99,94
Mo	0,50	106,00	19,00	18,00	52,00	2,00	1,00	11,00	0,50	14,00	11,00
Cu*	26,00	7280,00	575,00	1400,00	5000,00	9860,00	2100,00	6550,00	6320,00	5750,00	207,00
Sb	0,06	0,12	0,07	0,05	0,10	0,09	0,03	0,08	0,03	0,03	0,05
Zn	109,00	49,00	59,00	68,00	96,00	144,00	64,00	53,00	36,00	50,00	51,00
Ni	30,00	12,00	7,00	7,00	19,00	11,00	4,00	5,00	4,00	8,00	9,00
Ag	0,03	1,30	0,03	0,03	2,80	2,80	0,03	0,60	0,50	0,60	0,03
As	1,60	2,20	3,80	2,30	2,70	2,70	0,50	1,10	1,20	1,10	4,50
Cd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tl	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ga	22,20	14,20	15,70	15,40	13,50	9,30	15,20	16,00	13,70	17,30	17,00
Hf	3,00	2,40	2,70	2,40	1,80	1,10	2,50	2,30	1,50	1,90	2,20
V	162,00	199,00	161,00	148,00	200,00	134,00	148,00	159,00	252,00	180,00	191,00
Sc	13,00	11,00	8,00	8,00	16,00	9,00	8,00	9,00	8,00	12,00	16,00
Se	2,50	9,60	3,40	2,60	11,20	9,30	3,00	5,20	12,30	6,20	7,50
Hg	0,01	0,03	0,01	0,01	0,07	0,07	0,02	0,02	0,03	0,16	0,0025
Te	0,04	0,39	0,17	0,18	0,37	0,36	0,12	0,16	0,81	0,83	0,07
Bi	0,08	0,12	0,05	0,07	0,08	0,29	0,02	0,07	0,19	0,10	0,10
Co	15,00	19,00	12,00	12,00	23,00	16,00	9,00	12,00	15,00	11,00	21,00
Sn	2,00	2,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	2,00
W	3,00	8,00	6,00	8,00	3,00	2,00	9,00	4,00	3,00	15,00	3,00
Cr	50,00	30,00	30,00	30,00	80,00	40,00	30,00	30,00	30,00	50,00	50,00
Li	10,00	20,00	20,00	20,00	20,00	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00	10,00
Cs	3,29	1,66	2,26	2,57	4,22	2,02	1,00	2,21	1,08	1,64	1,11
Rb	131,00	123,00	148,50	172,50	112,00	67,30	89,20	92,50	83,90	108,50	98,20
Ba	975,00	859,00	752,00	706,00	473,00	285,00	629,00	815,00	450,00	656,00	772,00
Th	1,22	6,08	6,90	7,38	5,31	3,30	7,43	6,69	2,54	5,79	5,94
U	0,43	2,11	1,47	2,86	1,47	1,73	3,28	2,42	0,61	1,13	2,13
Nb	2,50	3,10	3,10	3,10	2,90	1,40	4,20	3,30	2,10	2,60	2,70
Ta	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,10	0,30	0,20	0,10	0,20	0,20
Pb	26,00	8,00	6,00	4,00	20,00	53,00	18,00	11,00	3,00	12,00	14,00
Sr	202,00	411,00	161,00	208,00	365,00	253,00	354,00	309,00	95,10	169,50	205,00
P	741,88	1003,72	1265,56	785,52	741,88	2749,32	305,48	785,52	392,76	1003,72	1134,64
Zr	98,00	76,00	90,00	90,00	61,00	40,00	89,00	89,00	51,00	65,00	77,00
Ti	3896,75	1978,35	1798,50	1558,70	2218,15	1318,90	1498,75	1738,55	1498,75	1738,55	2457,95
Y	10,20	13,10	11,30	10,90	10,10	8,90	11,10	13,80	4,70	9,00	12,00
La	5,20	20,50	13,30	17,70	14,90	11,20	17,20	15,10	3,70	10,70	12,50
Ce	11,20	36,30	25,40	32,80	30,00	21,60	32,20	27,70	6,80	21,00	25,50
Pr	1,30	3,64	2,89	3,27	3,32	2,34	3,29	2,92	0,77	2,26	2,79
Nd	5,90	12,80	11,00	12,50	13,40	9,40	13,10	12,20	3,40	9,80	11,10
Sm	1,48	2,83	2,13	2,11	3,05	2,08	2,82	2,62	0,81	2,06	2,07
Eu	0,52	0,83	0,49	0,58	0,71	0,63	0,86	0,71	0,29	0,52	0,72
Gd	1,62	2,62	2,13	2,18	2,43	1,98	2,74	2,78	0,77	1,85	2,25
Tb	0,24	0,33	0,32	0,31	0,27	0,20	0,35	0,43	0,09	0,19	0,33
Dy	1,61	2,33	1,67	1,68	1,83	1,55	2,18	2,31	0,70	1,45	2,08
Ho	0,36	0,40	0,38	0,34	0,37	0,23	0,40	0,42	0,15	0,24	0,41

Er	1,06	1,35	1,17	1,24	1,16	0,94	1,31	1,43	0,47	1,10	1,37
Tm	0,13	0,23	0,20	0,20	0,17	0,14	0,19	0,25	0,08	0,19	0,21
Yb	0,91	1,34	1,10	1,31	0,96	0,80	1,08	1,53	0,57	0,84	1,31
Lu	0,12	0,24	0,21	0,21	0,16	0,14	0,18	0,23	0,08	0,15	0,23
ΣETR	31,65	85,74	62,39	76,43	72,73	53,23	77,90	70,63	18,68	52,35	62,87
ΣETRL	25,60	76,90	55,21	68,96	65,38	47,25	69,47	61,25	15,77	46,34	54,68
ΣETRP	6,05	8,84	7,18	7,47	7,35	5,98	8,43	9,38	2,91	6,01	8,19
ΣETRL/ ΣETRP	4,23	8,70	7,69	9,23	8,90	7,90	8,24	6,53	5,42	7,71	6,68

Anexo_3E – Muscovita xisto com cianita

Elemento/Amostra	CS-111-2GQ	CS-111-3GQ	CS-111-3GQ-A	CS-100-3GQ
SiO₂	57,30	61,20	62,70	62,20
Al₂O₃	17,05	18,80	15,70	16,90
Fe₂O_{3T}	9,78	3,70	6,66	7,56
MgO	2,65	3,37	2,05	2,24
CaO	4,44	1,25	4,66	0,68
Na₂O	0,51	2,07	4,49	1,42
K₂O	3,82	5,22	1,37	3,49
TiO₂	0,33	0,74	0,75	0,79
P₂O₅	0,23	0,16	0,24	0,17
MnO	0,11	0,08	0,11	0,02
BaO	0,12	0,15	0,04	0,07
SrO	0,04	0,01	0,08	0,01
Cr₂O₃	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI 1000	3,49	2,91	1,08	4,90
TOTAL	99,84	99,66	99,86	100
Mo	1,00	18,00	18,00	20,00
Cu*	716,00	2040,00	1880,00	487,00
Sb	0,08	0,12	0,08	0,03
Zn	70,00	97,00	78,00	18,00
Ni	2,00	19,00	8,00	14,00
Ag	0,03	0,50	0,03	0,03
As	4,30	1,80	1,90	1,80
Cd	0,03	0,03	0,03	0,03
Tl	0,03	0,03	0,03	0,03
Ga	16,90	19,30	17,40	21,00
Hf	2,00	3,20	3,50	5,30
V	168,00	169,00	230,00	140,00
Sc	12,00	12,00	16,00	14,00
Se	3,60	2,40	1,40	8,20
Hg	0,01	0,01	0,01	0,0025
Te	0,61	0,24	0,09	0,19
Bi	0,38	0,10	0,05	0,11

Co	21,00	18,00	12,00	14,00
Sn	1,00	2,00	1,00	2,00
W	3,00	11,00	3,00	20,00
Cr	30,00	40,00	60,00	40,00
Li	10,00	20,00	10,00	10,00
Cs	1,91	1,99	1,46	0,80
Rb	113,50	170,00	51,90	102,00
Ba	1025,00	1355,00	399,00	571,00
Th	5,66	1,22	4,54	2,43
U	2,25	0,90	1,60	0,77
Nb	2,30	2,90	4,50	5,30
Ta	0,10	0,20	0,20	0,40
Pb	19,00	9,00	30,00	5,00
Sr	419,00	123,00	756,00	147,00
P	1003,72	698,24	1047,36	741,88
Zr	69,00	115,00	123,00	190,00
Ti	1978,35	4436,30	4496,25	4736,05
Y	11,50	12,80	19,20	25,10
La	18,60	11,00	17,80	16,00
Ce	32,90	21,90	37,30	36,20
Pr	3,35	2,55	4,33	4,50
Nd	13,00	11,00	17,40	18,70
Sm	2,59	2,53	4,08	4,49
Eu	0,91	0,87	1,09	1,13
Gd	2,58	2,46	3,94	4,77
Tb	0,34	0,33	0,52	0,65
Dy	2,00	2,09	3,30	4,01
Ho	0,44	0,44	0,64	0,84
Er	1,24	1,40	2,08	2,72
Tm	0,21	0,19	0,35	0,43
Yb	1,28	1,09	2,04	2,58
Lu	0,21	0,17	0,27	0,39
ΣETR	79,65	58,02	95,14	97,41
ΣETRL	71,35	49,85	82,00	81,02
ΣETRP	8,30	8,17	13,14	16,39
ΣETRL/ΣETRP	8,60	6,10	6,24	4,94

Anexo_3F – Cianita-muscovita-quartzo xisto

Elemento/Amostra	CS-168-1GQ	CS-168-4GQ	CS-168-3GQ	CS-168-2GQ	CS-100-1GQ
SiO ₂	60,30	60,30	61,90	56,00	59,00
Al ₂ O ₃	16,15	20,20	22,30	20,40	17,85
Fe ₂ O _{3T}	6,90	8,15	10,25	9,89	8,12
MgO	6,86	0,99	0,04	4,09	4,50
CaO	0,05	0,06	0,03	0,02	0,37
Na ₂ O	0,45	0,52	0,10	0,41	0,50

K₂O	2,46	1,98	0,06	2,85	3,14
TiO₂	0,40	0,53	0,52	0,50	0,40
P₂O₅	0,08	0,20	0,33	0,05	0,28
MnO	0,09	0,01	0,01	0,04	0,04
BaO	0,08	0,08	0,01	0,06	0,04
SrO	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02
Cr₂O₃	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
LOI 1000	6,19	7,29	4,76	6,07	6,01
TOTAL	100	100	100	100	100
Mo	1,00	0,50	2,00	0,50	1,00
Cu*	138,00	76,00	198,00	247,00	88,00
Sb	0,07	0,03	0,05	0,05	0,06
Zn	106,00	62,00	6,00	85,00	86,00
Ni	35,00	26,00	12,00	21,00	13,00
Ag	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
As	4,00	1,80	1,80	2,60	3,40
Cd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tl	0,03	0,60	0,03	0,03	0,03
Ga	15,00	17,90	17,40	18,40	16,90
Hf	2,00	2,30	2,60	2,30	2,00
V	209,00	261,00	240,00	218,00	209,00
Sc	22,00	31,00	7,00	21,00	17,00
Se	7,20	16,00	17,00	11,70	36,80
Hg	0,0025	0,01	0,0025	0,01	0,01
Te	0,21	0,13	0,13	1,36	0,03
Bi	0,73	0,62	0,96	0,84	0,69
Co	23,00	40,00	34,00	34,00	19,00
Sn	1,00	3,00	3,00	1,00	2,00
W	2,00	3,00	3,00	7,00	3,00
Cr	170,00	160,00	60,00	80,00	70,00
Li	20,00	10,00	10,00	20,00	20,00
Cs	0,93	0,97	0,11	1,31	0,96
Rb	84,60	61,70	2,10	92,30	98,90
Ba	718,00	726,00	30,70	591,00	348,00
Th	5,17	5,77	10,60	6,57	5,39
U	2,90	2,23	4,39	1,93	2,39
Nb	2,70	3,10	3,60	3,00	2,70
Ta	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10
Pb	59,00	45,00	15,00	60,00	26,00
Sr	104,50	362,00	69,20	118,00	120,50
P	349,12	872,80	1440,12	218,20	1221,92
Zr	73,00	84,00	91,00	85,00	70,00
Ti	2398,00	3177,35	3117,40	2997,50	2398,00
Y	12,50	17,10	11,30	13,30	13,20
La	17,20	13,70	25,60	15,10	14,00
Ce	32,00	26,60	47,50	27,20	26,80
Pr	3,79	3,13	5,67	3,27	3,05

Nd	15,60	14,30	23,60	13,80	12,10
Sm	2,98	3,50	4,87	2,97	2,81
Eu	0,86	0,99	1,28	0,80	0,67
Gd	2,57	3,59	4,43	2,98	2,47
Tb	0,38	0,54	0,54	0,47	0,42
Dy	2,33	3,03	2,54	2,45	2,18
Ho	0,48	0,66	0,45	0,49	0,45
Er	1,41	1,83	1,39	1,45	1,47
Tm	0,23	0,27	0,24	0,24	0,22
Yb	1,50	1,81	1,61	1,36	1,25
Lu	0,21	0,27	0,27	0,21	0,19
ΣETR	81,54	74,22	119,99	72,79	68,08
ΣETRL	72,43	62,22	108,52	63,14	59,43
ΣETRP	9,11	12,00	11,47	9,65	8,65
ΣETRL/ΣETRP	7,95	5,19	9,46	6,54	6,87

Anexo_3G – Metadiorito

Amostra/Elemento	MD-01	MD-02
SiO₂	54,70	54,90
Al₂O₃	17,80	18,00
Fe₂O_{3T}	9,45	9,44
MgO	3,84	3,67
CaO	7,27	7,16
Na₂O	3,71	3,73
K₂O	1,02	0,99
TiO₂	1,20	1,19
P₂O₅	0,26	0,29
MnO	0,15	0,16
BaO	0,03	0,03
SrO	0,07	0,07
Cr₂O₃	0,005	0,005
LOI 1000	0,69	0,89
TOTAL	99,50	99,63
Mo	0,50	1,00
Cu	23,00	37,00
Sb	0,20	0,10
Zn	89,00	90,00
Ni	12,00	8,00
Ag	0,25	0,25
As	2,40	1,70
Cd	0,25	0,25
Tl	0,04	0,25
Ga	20,10	20,50
Hf	2,30	2,80

V	208,00	192,00
Sc	19,00	16,00
Se	0,20	0,10
Hg	0,0025	0,014
Te	0,005	0,005
Bi	0,02	0,005
Co	24,00	23,00
Sn	1,00	2,00
W	1,00	12,00
Cr	40,00	30,00
Li	10,00	10,00
Cs	0,64	0,67
Rb	23,00	21,2
Ba	307,00	295,00
Th	1,74	1,71
U	0,50	0,62
Nb	7,10	6,40
Ta	0,50	0,50
Pb	4,00	1,00
Sr	544,00	570,00
P	1134,64	1265,56
Zr	91,00	107,00
Ti	7194,00	7134,05
Y	20,80	17,90
La	14,40	13,20
Ce	31,90	28,40
Pr	4,29	3,84
Nd	18,4	16,6
Sm	3,94	3,91
Eu	1,56	1,33
Gd	4,15	3,75
Tb	0,66	0,57
Dy	3,92	3,27
Ho	0,74	0,71
Er	2,31	1,98
Tm	0,3	0,31
Yb	2,23	1,83
Lu	0,31	0,27
ΣETR	89,11	79,97
ΣETRL	74,49	67,28
ΣETRP	14,62	12,69
ΣETRL/ΣETRP	5,10	5,30

ANEXO 4**DADOS ISOTÓPICOS U-PB EM ZIRCÃO POR LA-ICP-MS REFERENTES A
PRINCIPAL HOSPEDEIRA DA MINERALIZAÇÃO E METADIORITO**

*Em negrito, análises utilizadas na construção da idade concórdia.

Anexo_4A – Amostra CS-10GC

Spot number	Pb		Th	U	Th/U ^b	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	% Conc ^f
	<i>f</i> 206 ^a	ppm	ppm	ppm		²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]		²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	
003-Sample1	0,00136	28,31743	95,08311	157,7818	0,602624	1,408598	4,34163	0,150657	4,131065	0,951501	0,06781	1,335684	904,6477	37,37158	892,5671	38,75196	862,7587	11,52373	104,8552
004-Sample 2	0,001005	41,47804	129,9177	244,8033	0,530702	1,406743	6,468334	0,149873	6,380635	0,986442	0,068075	1,061527	900,2512	57,44175	891,785	57,68364	870,8511	9,244319	103,376
005-Sample 3	0,002313	13,89377	44,264	77,98334	0,567608	1,457641	2,239435	0,154922	1,643715	0,733986	0,068239	1,520944	928,4965	15,26184	913,0344	20,44681	875,8353	13,32096	106,0127
006-Sample 4	0,00632	26,09085	79,73798	158,3572	0,503532	1,44767	5,750413	0,144503	4,674133	0,812834	0,07266	3,349587	870,0733	40,66838	908,9065	52,26588	1004,473	33,64569	86,61991
007-Sample 5	0,001015	40,54655	118,063	234,1167	0,504291	1,371475	2,69525	0,145324	2,421371	0,898384	0,068446	1,18378	874,7004	21,17974	876,7956	23,63184	882,0897	10,44201	99,16229
008-Sample 6	0,000886	45,47378	145,3527	268,2015	0,541953	1,362176	2,372309	0,144595	2,108152	0,88865	0,068325	1,087909	870,5935	18,35343	872,8063	20,70566	878,4253	9,556468	99,10843
009-Sample 7	0,004483	56,74011	250,4799	309,0648	0,810445	1,402056	6,81589	0,139135	4,278478	0,627721	0,073085	5,30575	839,7665	35,92922	889,8058	60,64819	1016,316	53,92318	82,6285
010-Sample 8	0,006201	17,95712	48,95723	97,06512	0,504375	1,503809	9,060076	0,149251	6,999221	0,772534	0,073076	5,752903	896,7638	62,76648	931,932	84,43375	1016,057	58,45279	88,25917
011-Sample 9	0,009903	46,16111	193,355	258,7813	0,747175	1,574913	9,999688	0,159553	6,803334	0,680355	0,07159	7,328602	954,2936	64,92378	960,3653	96,03354	974,295	71,40221	97,94709
003-Sample1	0,002014	15,71015	59,85298	82,94626	0,721587	1,554243	3,736929	0,165917	3,485397	0,93269	0,06794	1,347829	989,573	34,49055	952,1814	35,58234	866,7357	11,68211	114,1724
004-Sample 2	0,003598	48,04346	151,1627	267,6775	0,564719	1,329903	4,812944	0,135639	4,459801	0,926626	0,071111	1,809588	819,9522	36,56824	858,8379	41,33539	960,5998	17,3829	85,35836
005-Sample 3	0,002506	48,85523	216,3053	285,3029	0,75816	1,311482	6,349102	0,13694	5,095603	0,802571	0,069459	3,787602	827,3364	42,15777	850,7781	54,01677	912,4109	34,55849	90,67586
006-Sample 4	0,017163	47,01811	201,1761	266,1677	0,755825	1,687591	14,65381	0,14802	5,32238	0,363208	0,082689	13,65307	889,8546	47,36144	1003,854	147,1028	1261,875	172,2847	70,51844
007-Sample 5	0,005564	21,72485	90,25143	124,9029	0,722573	1,54229	4,391596	0,15549	3,862958	0,879625	0,071939	2,088941	931,6661	35,98987	947,4186	41,6068	984,2023	20,5594	94,66205
008-Sample 6	0,002522	27,8368	89,887	123,9604	0,725127	1,509083	8,550453	0,159182	8,388499	0,981059	0,068757	1,656299	952,2268	79,87754	934,0684	79,86707	891,4687	14,76538	106,8155
009-Sample 7	0,001532	48,64988	225,3553	276,3247	0,815545	1,367327	6,287323	0,14553	6,108238	0,971516	0,068143	1,489919	875,856	53,49937	875,018	55,01521	872,898	13,00548	100,3389
010-Sample 8	0,014295	44,04814	180,6835	242,5833	0,744831	1,596817	16,07675	0,144292	5,658062	0,351941	0,080262	15,0482	868,8867	49,16215	968,9663	155,7783	1203,442	181,0963	72,20015
011-Sample 9	0,005133	9,071152	20,02968	54,26577	0,369103	1,407738	6,140034	0,148543	5,472383	0,891263	0,068733	2,784429	892,7924	48,85701	892,2045	54,78166	890,748	24,80225	100,2295
003-Sample1	0,001616	41,82516	181,5419	212,4031	0,854705	1,409757	2,670739	0,150125	2,463279	0,922321	0,068107	1,032039	901,6659	22,21055	893,0559	23,85119	871,7995	8,997312	103,4258
004-Sample 2	0,003248	34,31219	107,4011	170,0775	0,631484	1,630273	4,348386	0,169642	4,155625	0,955671	0,069699	1,280328	1010,137	41,97752	981,9645	42,69961	919,4972	11,77258	109,8576
005-Sample 3	0,003438	29,97333	98,80542	169,1641	0,58408	1,482613	2,34893	0,155199	1,792581	0,763148	0,069285	1,517935	930,0424	16,67176	923,2994	21,68766	907,226	13,7711	102,515
006-Sample 4	0,002014	39,85444	118,5338	218,93	0,541423	1,481269	3,697158	0,157454	3,550256	0,960266	0,06823	1,031822	942,6146	33,46524	922,7497	34,11552	875,5606	9,03423	107,6584
007-Sample 5	0,006563	32,60979	88,23008	176,5123	0,499852	1,639317	10,54427	0,16424	4,199058	0,398231	0,072391	9,672101	980,2965	41,16322	985,4498	103,9085	996,9454	96,42557	98,33001
008-Sample 6	0,009127	48,17188	158,1346	288,8136	0,547532	1,392981	17,50512	0,136724	15,47337	0,883934	0,073892	8,185609	826,1089	127,8269	885,9623	155,0888	1038,533	85,01023	79,54577
009-Sample 7	0,00639	14,79253	39,77155	65,5785	0,606472	1,685131	6,915591	0,178567	6,584886	0,95218	0,068443	2,112977	1059,143	69,74338	1002,924	69,35811	882,0046	18,63655	120,0836
010-Sample 8	0,005234	28,94192	134,6168	146,8988	0,916391	1,524244	5,09313	0,156376	4,212878	0,827169	0,070694	2,862101	936,6031	39,45795	940,1855	47,88486	948,5877	27,14954	98,73658
011-Sample 9	0,00962	10,42857	18,67359	48,89991	0,381874	1,764916	6,831671	0,180376	6,615347	0,968335	0,070965	1,705553	1069,029	70,72001	1032,655	70,54758	956,4022	16,31195	111,7761

Anexo_4B – Amostra CS-99GC

Spot number	Pb		Th		U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Conc ^f
003-Sample1	0,00025	39,69207	169,3448	222,8235	0,759995		1,421633	5,926757	0,151319	5,658253	0,954696	0,068139	1,763696	908,3506	51,39678	898,0477	53,22511	872,777	15,39314	104,0759
004-Sample 2	0,001176	20,32888	90,52728	114,0265	0,793915		1,365832	4,200262	0,146454	3,702282	0,881441	0,067639	1,983761	881,0528	32,61906	874,3766	36,72611	857,5069	17,01089	102,7459
005-Sample 3	0,00355	38,90542	144,1728	224,2385	0,642944		1,441469	5,308116	0,14582	3,539171	0,666747	0,071695	3,956053	877,4906	31,0559	906,3307	48,10909	977,2829	38,66183	89,7888
006-Sample 4	0,002488	43,87135	139,2527	244,0655	0,570555		1,4686	9,843282	0,151325	3,610861	0,366835	0,070387	9,157067	908,3848	32,80052	917,5522	90,31725	939,6641	86,04568	96,67122
007-Sample 5	0,001988	30,37045	129,866	158,0219	0,821823		1,404039	4,533575	0,14555	4,09431	0,903108	0,069963	1,946775	875,9698	35,86492	890,6433	40,37798	927,2546	18,05156	94,46919
008-Sample 6	0,003279	39,60545	123,0162	223,0246	0,551581		1,428431	9,552852	0,146047	7,952966	0,832523	0,070936	5,292193	878,7678	69,8881	900,8937	86,06104	955,5591	50,57004	91,96373
009-Sample 7	0,018658	44,34905	245,2976	237,0816	1,034655		1,692878	11,71766	0,142475	4,780033	0,407934	0,086176	10,69835	858,6447	41,0435	1005,849	117,8619	1342,126	143,5854	63,97647
010-Sample 8	0,001994	30,25414	162,2094	185,1576	0,876061		1,276234	5,511515	0,132955	5,221416	0,947365	0,069618	1,764543	804,7036	42,01692	835,1754	46,03082	917,1145	16,18288	87,74299
011-Sample 9	0,002431	25,64479	111,5671	144,8654	0,770144		1,367537	7,434372	0,142518	4,872125	0,655351	0,069593	5,615362	858,8855	41,84598	875,1082	65,0588	916,3807	51,45809	93,72585
003-Sample1	0,00142	19,92083	86,20967	111	0,776664		1,344066	2,772289	0,142708	2,423663	0,874246	0,068308	1,3459	859,9578	20,84248	864,9917	23,98007	877,9101	11,8158	97,95511
004-Sample 2	0,001572	23,42847	105,3172	122,9209	0,856788		1,404992	2,592935	0,14905	2,305166	0,889018	0,068366	1,187232	895,6365	20,64591	891,0459	23,10424	879,6702	10,44373	101,815
005-Sample 3	0,001088	29,63119	79,49314	165,8253	0,479379		1,457425	3,38032	0,154858	3,14549	0,93053	0,068258	1,237924	928,139	29,19452	912,9453	30,86047	876,385	10,84898	105,9054
006-Sample 4	0,018832	11,37762	31,82959	55,53416	0,573153		2,226703	11,80951	0,191895	10,26469	0,869188	0,084158	5,839583	1131,634	116,1588	1189,482	140,472	1296,213	75,69346	87,30308
007-Sample 5	0,010311	18,01114	67,58913	102,5454	0,659114		1,552484	7,472165	0,144798	2,129786	0,285029	0,077761	7,16221	871,7356	18,56611	951,4821	71,09631	1140,784	81,70536	76,41547
008-Sample 6	0,003642	47,20215	162,7624	252,7925	0,643858		1,514855	4,150523	0,154822	3,002721	0,723456	0,070964	2,865398	927,9387	27,86341	936,4015	38,86556	956,3676	27,40374	97,02741
009-Sample 7	0,003495	27,36822	96,6606	156,8033	0,616445		1,605224	5,201278	0,164789	3,888807	0,747664	0,070649	3,454051	983,3331	38,23993	972,2481	50,56932	947,2812	32,71957	103,8058
010-Sample 8	0,002931	35,80151	119,0232	206,5725	0,576181		1,421147	4,899476	0,146846	3,538875	0,722297	0,07019	3,388395	883,2599	31,25747	897,8439	43,98964	933,9166	31,64479	94,57589
011-Sample 9	0,004414	28,09049	107,1187	156,3912	0,684941		1,468954	6,971597	0,149198	5,296301	0,759697	0,071408	4,533471	896,4649	47,47948	917,6979	63,9782	969,1057	43,93412	92,50435
003-Sample1	0,045031	21,51497	67,25943	97,20306	0,691948		2,770606	17,41594	0,183556	9,958569	0,571808	0,109472	14,28782	1086,372	108,1871	1347,653	234,7063	1790,651	255,8449	60,66912
004-Sample 2	0,02261	37,82298	109,2195	206,449	0,529039		1,712521	17,77131	0,141547	4,309261	0,242484	0,087747	17,24094	853,404	36,7754	1013,229	180,0641	1376,959	237,4007	61,97743
005-Sample 3	0,003144	11,64843	41,08938	61,07141	0,672809		1,567078	2,999635	0,166517	2,742344	0,914226	0,068255	1,215467	992,8894	27,22844	957,271	28,71464	876,2957	10,65108	113,3053
006-Sample 4	0,004801	15,83562	57,44339	88,79726	0,646905		1,48472	3,406774	0,151071	2,289806	0,672133	0,071279	2,522479	906,9622	20,76767	924,1611	31,48408	965,4332	24,35285	93,94354
007-Sample 5	0,001827	35,96501	164,1302	201,022	0,816479		1,35502	5,82153	0,14332	5,650989	0,970705	0,068571	1,398761	863,4078	48,79108	869,7258	50,63134	885,8517	12,39095	97,46641
008-Sample 6	0,005055	17,56884	72,56731	94,01853	0,771841		1,525072	4,655976	0,154987	2,031021	0,436218	0,071366	4,189637	928,858	18,86531	940,5184	43,79031	967,9264	40,55261	95,9637
009-Sample 7	0,003523	28,54516	85,61067	173,771	0,492664		1,354103	3,693068	0,138739	2,366152	0,640701	0,070787	2,835504	837,5299	19,81723	869,3302	32,10496	951,256	26,9729	88,04464
010-Sample 8	0,003146	34,5852	105,0079	198,4573	0,529121		1,44787	3,187824	0,14945	2,360002	0,740317	0,070264	2,143039	897,8818	21,19002	908,9896	28,97699	936,0707	20,06036	95,92029
011-Sample 9	0,00581	25,77155	87,68861	151,7196	0,577965		1,374798	7,520266	0,138552	3,737944	0,497049	0,071966	6,525502	836,4677	31,26669	878,2174	66,04428	984,971	64,27431	84,92308

Anexo_4C – Amostra CS-01GC

Spot number						²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁶ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	²⁰⁷ Pb/	1 s	%		
	<i>f</i>	²⁰⁶ Pb ^a	ppm	ppm	ppm	Th/U ^b	²³⁵ U	[%]	²³⁸ U	[%]	Rho ^d	²⁰⁶ Pb ^e	[%]	²³⁸ U	abs	²³⁵ U	abs	²⁰⁶ Pb	abs	Conc ^f
003-Sample1	0,011889	2,505138	11,27315	21,63097	0,521158		0,867035	8,942113	0,10617	7,6379	0,854149	0,059229	4,650147	650,4673	49,68204	633,9559	56,68905	575,5157	26,76233	113,0234
004-Sample 2	0,014273	3,168004	13,52644	28,75599	0,470387		0,881209	9,245507	0,102734	7,833233	0,847247	0,06221	4,911199	630,4124	49,38167	641,6354	59,32245	681,3474	33,46232	92,52437
005-Sample 3	0,012663	3,164805	17,68056	27,35759	0,646276		0,844716	8,896758	0,100776	7,965975	0,89538	0,060793	3,96176	618,9576	49,306	621,7446	55,31511	631,9015	25,03442	97,95159
006-Sample 4	0,011791	3,396528	16,57785	30,0605	0,551483		0,858371	8,398775	0,10253	7,753105	0,923123	0,060719	3,229364	629,2164	48,78381	629,233	52,84786	629,2926	20,32215	99,98789
007-Sample 5	0,007898	6,238249	35,25504	45,14084	0,781001		0,980571	7,163171	0,117752	6,799364	0,949211	0,060396	2,253812	717,6103	48,79294	693,8975	49,70507	617,8017	13,92409	116,1554
008-Sample 6	0,019931	2,45058	10,88954	18,56413	0,58659		0,994331	8,169962	0,117597	7,027145	0,86012	0,061325	4,167433	716,7166	50,36472	700,9278	57,26553	650,6365	27,11484	110,1562
009-Sample 7	0,012846	2,922406	13,71275	21,98362	0,623771		0,997029	8,256194	0,114572	7,421064	0,898848	0,063114	3,618361	699,2475	51,89161	702,3002	57,98327	712,0785	25,76557	98,19809
010-Sample 8	0,00574	6,056685	37,69311	44,14185	0,853909		0,942701	7,571834	0,112061	7,243568	0,956646	0,061012	2,205311	684,7089	49,59736	674,2951	51,05651	639,6638	14,10658	107,042
011-Sample 9	0,006136	5,551654	34,31993	39,2011	0,875484		0,965436	7,598971	0,117058	7,063027	0,929472	0,059817	2,803213	713,6071	50,40227	686,1088	52,13721	596,9474	16,73371	119,5427
003-Sample1	0,00577	4,837889	31,6384	40,17758	0,787464		0,866302	13,16095	0,100944	12,4463	0,945699	0,062242	4,277877	619,9393	77,15948	633,5571	83,38212	682,4508	29,19441	90,84014
004-Sample 2	0,005235	4,094821	24,50143	33,85433	0,723731		0,878907	13,72643	0,101231	12,988	0,946204	0,062969	4,441459	621,6214	80,7362	640,3922	87,90295	707,1817	31,40918	87,90124
005-Sample 3	0,009388	2,483767	12,71472	21,2014	0,599711		0,927401	12,78867	0,107298	11,84258	0,926022	0,062687	4,827346	657,0339	77,80979	666,2664	85,20661	697,6251	33,67678	94,18151
006-Sample 4	0,007296	4,240456	21,56406	37,24556	0,57897		0,871374	15,70791	0,101088	14,92834	0,950371	0,062518	4,887023	620,7796	92,6721	636,3133	99,9515	691,8781	33,81224	89,72384
007-Sample 5	0,00568	5,02828	28,50688	42,53456	0,670205		0,901656	14,0963	0,103222	13,38273	0,949379	0,063353	4,428115	633,262	84,74776	652,6121	91,99417	720,1071	31,88717	87,93997
008-Sample 6	0,003507	4,900047	29,6248	42,87739	0,690919		0,886135	12,58853	0,106017	11,84024	0,940558	0,060621	4,275483	649,5769	76,91148	644,2906	81,10672	625,805	26,75619	103,7986
009-Sample 7	0,005579	3,764569	22,03452	33,35943	0,660519		0,863074	12,98087	0,103031	12,13044	0,934486	0,060755	4,621186	632,1456	76,68205	631,7995	82,01306	630,5612	29,1394	100,2513
010-Sample 8	0,005757	3,385259	20,11657	29,48582	0,682245		0,891672	12,75641	0,10669	11,71895	0,918672	0,060615	5,039065	653,4958	76,58288	647,2673	82,56809	625,6015	31,52447	104,4588
011-Sample 9	0,005323	3,867692	20,92244	34,14146	0,612816		0,876938	12,99797	0,104585	11,92853	0,917722	0,060813	5,163094	641,2224	76,48838	639,3277	83,09963	632,6376	32,66368	101,357
003-Sample1	0,006609	4,233533	27,63438	36,23932	0,762552		0,834833	6,38617	0,097397	5,757753	0,901597	0,062166	2,762508	599,1344	34,49668	616,2903	39,35735	679,8301	18,78036	88,13002
004-Sample 2	0,008034	3,239229	17,33704	28,61612	0,605849		0,879392	6,225275	0,102278	5,679272	0,912293	0,062359	2,549492	627,7434	35,65126	640,654	39,88247	686,4476	17,50093	91,44812
005-Sample 3	0,006625	3,611638	16,46809	33,21361	0,495824		0,857268	6,222248	0,099924	5,468834	0,878916	0,062222	2,967864	613,9645	33,5767	628,6302	39,11493	681,7513	20,23346	90,05696
006-Sample 4	0,006951	2,746035	13,38322	23,98681	0,557941		0,842255	6,823763	0,098288	5,846372	0,856767	0,06215	3,519044	604,3705	35,33375	620,3891	42,33388	679,2682	23,90374	88,97377
007-Sample 5	0,007413	3,867532	24,03303	33,27566	0,722241		0,827137	6,260759	0,096816	5,684437	0,907947	0,061963	2,623791	595,7205	33,86335	612,0227	38,31726	672,8237	17,65349	88,54035
008-Sample 6	0,008756	2,780791	15,72376	22,25254	0,706605		0,868488	7,300839	0,103699	6,286642	0,861085	0,060742	3,712195	636,0528	39,98636	634,746	46,34179	630,0955	23,39037	100,9455
009-Sample 7	0,004759	4,403453	26,64419	36,82064	0,723621		0,820655	6,356294	0,097314	5,93605	0,933885	0,061162	2,272834	598,6478	35,53603	608,4135	38,67255	644,9498	14,65864	92,82084
010-Sample 8	0,003253	5,159099	34,64118	42,36783	0,817629		0,822416	6,289558	0,098377	5,892854	0,936927	0,060631	2,198365	604,8907	35,64533	609,3954	38,32828	626,1776	13,76567	96,6005
011-Sample 9	0,004145	2,739566	14,69701	23,993	0,612554		0,812682	7,248765	0,095383	6,253618	0,862715	0,061794	3,665631	587,2969	36,72731	603,9574	43,77945	666,9884	24,44933	88,05205