



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências - IG
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO
DE OURO NO GREENSTONE BELT FAINA,
BRASIL CENTRAL**

Dissertação de Mestrado n°

Kawinã Cardoso de Araújo

Orientadora: Profa. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo

Co-orientador: Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho

Brasília – DF

2022

KAWINÃ CARDOSO DE ARAÚJO

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO DE OURO NO
GREENSTONE BELT FAINA, BRASIL CENTRAL**

**Dissertação de mestrado elaborada junto ao curso de
Pós-Graduação em Geologia (Área de concentração em
Geologia Econômica e Prospecção), Instituto de
Geociências, Universidade de Brasília, como requisito
parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia.**

Orientadora: Prof. Dra. Catarina L.B. Toledo

Co-orientador: Prof. Dr. José Oswaldo de Araújo Filho

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro – UFPA

Prof. Dr. Luis Gustavo Viegas

Dra. Eliza Inez Nunes Peixoto

Brasília – DF

2022

FICHA CATALOGRÁFICA

Araújo, Kawinã Cardoso

CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO DE OURO NO GREENSTONE
BELT FAINA, BRASIL CENTRAL

Nº de páginas: 98

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção

Orientadora: Profa. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo

*“O caminho do risco é o sucesso
O do acaso é a sorte
O da dor é o amigo
O caminho da vida é a morte”*

Raul Seixas

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a minha mãe, Ivanda Martins Cardoso, que lutou bravamente para oferecer uma educação de qualidade para seus filhos, e que sem o apoio dela não estaria onde estou hoje.

Agradeço a minha esposa, Marina de Santana Corrêa, que foi muito paciente e me apoiou em toda essa fase da pós-graduação, me dando forças quando não sabia de onde tirar.

Agradeço as minhas filhas, Gabriela de Almeida Cardoso e Lis Corrêa Cardoso, pela força e inspiração para terminar esse trabalho.

Agradeço a minha orientadora, Catarina Toledo, que me ajudou bastante e teve muita paciência para o desenvolvimento do estudo. Agradeço também pelo comprometimento e pelos ensinamentos ao longo da graduação e da pós.

Agradeço ao co-orientador Oswaldo Araújo, que aderiu ao desafio da geologia estrutural do Faina, e que me ensinou bastante geologia estrutural durante a graduação.

Agradeço a equipe de exploração da Orinoco Gold, Marcelo Carvalho e Vinícius Rodrigues, pela oportunidade de trabalho e pelas longas discussões geológicas que serviram para meu crescimento profissional e humano.

Agradeço aos professores Farid e Del-Rey, que junto com Oswaldo foram meus professores de geologia estrutural e me trouxeram bastante ensinamentos.

Agradeço a todas as pessoas que fizeram parte do trabalho de conclusão de curso, TF-2014, por todas as contribuições que puderam dar durante o trabalho.

Agradeço a todos os professores e funcionários da UnB que fizeram parte de um pedaço muito importante da minha vida, e que contribuíram imensamente com seus conhecimentos.

Agradeço a todos os meus amigos que fiz durante a graduação e mantenho até os dias de hoje, em diálogo fortalecemos a amizade e um constante debate geológico.

Agradeço ao CNPq pela bolsa de mestrado.

Resumo

O *greenstone belt* Faina está inserido no Domínio Crixás-Goiás, um dos principais componentes do Maciço de Goiás localizado na porção central da Faixa Brasília, no Brasil Central. A mineralização de ouro presente no *greenstone belt* é de natureza orogênica, fortemente controlada pelas estruturas tectônicas. A investigação das estruturas regionais distribuídas nos diferentes domínios do *greenstone belt* Faina, assim como as meso-estruturas presentes nos principais alvos e minas da região, permitiram a identificação de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados a um sistema de empurrões e dobramento regional. Através da análise descritiva e cinemática foi possível individualizar seis fases deformacionais sucessivas, geradas em pelo menos três eventos deformacionais distintos. O primeiro evento E₁, de provável idade Paleoproterozoica, é caracterizado por três fases deformacionais progressivas, D₁, D₂ e D₃, desenvolvidas em regime dúctil a dúctil-rúptil. A fase D₁ é marcada por xistosidade paralela ao acamamento sedimentar. As estruturas atribuídas à fase de deformação D₂ são as feições estruturais mais proeminentes do *greenstone belt* Faina. Elas foram geradas em regime dúctil e incluem dobramentos em todas as escalas (F₂), foliação plano axial (S₂), foliação milonítica (Sm₂), lineação de estiramento (Le₂) e lineação de intersecção (Li₂). Aliado a estas feições, foi ainda observado um sistema complexo de empurrões regionais, com direção NW-SE, aos quais estão associadas zonas de cisalhamento reversas, com indicadores cinemáticos de transporte tectônico de sul para norte. A Fase D₂ evolui para zonas de cisalhamento direcionais destrais de alto ângulo, com direção NW-SE, interpretadas como escape tectônico, durante a fase D₃. O evento E₂, de natureza dúctil-rúptil, tem idade neoproterozoica e é caracterizado por duas fases deformacionais D₄ e D₅. A principal estrutura da fase D₄ é a Falha de Faina, que consiste em uma falha regional direcional dextral, com direção NE, que separa os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita. A fase D₅ é marcada por dobras suaves e abertas em todas as escalas, desenvolvidos em níveis crustais mais rasos e presente em toda a Faixa Brasília. O último evento E₃, representado pela fase D₆ de natureza rúptil, é caracterizado por brechas de direção EW a NE-SW. Os principais controles da mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina estão associados à fase de deformação D₂. Os empurrões regionais gerados durante essa fase funcionaram como condutos para migração de fluidos mineralizantes que se alojam em estruturas secundárias, onde a mineralização está associada a zonas de cisalhamento monoclinicas. A mineralização ocorre como ouro livre em veios de quartzo, concordantes com as zonas de cisalhamento D₂, com *plunge* paralelo à lineação de estiramento Le₂. Os veios mineralizados estão estruturados em rampas e patamares e a mineralização está concentrada em sombras de pressão de estruturas que vão desde a escala regional até a escala microscópica.

Palavras chave: depósitos de ouro orogênico, controle estrutural de mineralizações, greenstone belt Faina

Abstract

The Faina greenstone belt is part of Crixás-Goiás Domain, one of the main components of the Goiás Massif. It is located in the central portion of the Brasília Belt, Central Brazil. The gold mineralization is orogenic in nature, strongly controlled by tectonic structures. Investigation of regional structures distributed in different domains of Faina greenstone belt and the meso-structures present in the main targets and mining at the region allowed the identification of a complex cluster of structural elements genetically related to thrusts system and regional folding. Through descriptive and kinematic analysis it was possible to identify six successive deformational phases, generated in at least three different deformational events. The first E₁ event, probably Paleoproterozoic, is characterized by three progressive deformational phases, D₁, D₂ and D₃, developed in a ductile to ductile-ruptile regime. The D₁ phase is marked by schistosity parallel to sedimentary bedding. The structures attributed to D₂ deformation phase are the most prominent structural features of the Faina greenstone belt. They were generated in a ductile regime and include folding at divers scales (F₂), axial plane foliation (S₂), mylonitic foliation (Sm₂), stretch lineation (Le₂) and intersection lineation (Li₂). Allied to these features, a complex system of NW-SE regional thrusts was observed, associated with reverse shear zones with kinematic indicators indicating tectonic transport from south to north. Phase D₂ evolves into NW-SE strike-slip shear zones, interpreted as tectonic escape during phase D₃. The E₂ event, which is ductile-ruptile in nature, has a neoproterozoic age and is characterized by two deformational phases D₄ and D₅. The main D₄ phase structure is the Faina Fault, a NE dextral directional regional fault that separates the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts. The D₅ phase is marked by open folds developed at shallower crustal levels and present throughout the Brasília Belt. The last E₃ event, represented by the brittle D₆ phase, is characterized by E-W to NE-SW trending breccias and faults. The main gold mineralization control in the Faina greenstone belt is associated with D₂ deformation phase. The D₂ regional thrusts are the main conduits for mineralizing fluids migration that are hosted by secondary structures, where mineralization is associated with monoclinic shear zones. Mineralization occurs as free gold in quartz veins, concordant with D₂ shear zones, plugging parallel to Le₂ stretch lineation. The veins are structured in ramps and plateaus and the mineralization is concentrated in pressure shadows of regional sigmoidal structures, ranging from regional to microscopic scale.

Keywords: orogenic gold deposits, structural mineralization control, Faina greenstone belt.

Sumário

Agradecimentos

Resumo

Abstract

1. INTRODUÇÃO	14
1.1 Apresentação e justificativas	14
1.2 Estrutura da Dissertação	15
1.3 Objetivos.....	15
1.4 Materiais e Métodos de trabalho	16
1.4.1 Levantamento de dados estruturais disponíveis para o greenstone belt Faina e elaboração de uma base de dados	16
1.4.2 Interpretação de dados aerogeofísico e de sensores remotos.	17
1.4.3 Trabalhos de Campo e Amostragem	17
1.4.4 Petrografia	18
1.4.5 Integração de dados e análise estrutural	18
1.5 Localização e acesso.....	19
2. CONTEXTO REGIONAL.....	19
2.1 Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás	23
2.1.1 Complexos TTG's.....	23
2.1.2 Os Greenstone Belts do Domínio Crixás –Goiás.....	25
2.1.3 Unidades metavulcânicas dos greenstone belts Faina e Santa Rita. .	30
2.1.4 Unidade Metassedimentar do greenstone belt Serra de Santa Rita...	31
2.1.5 Unidade Metassedimentar do greenstone belt Faina.....	32
2.2 Metamorfismo	32
2.3 Arcabouço Estrutural.....	33
2.4 Falha de Faina.....	35
2.5 Natureza dos depósitos de ouro e ocorrências.....	36
3. Referências Bibliográficas	39
4. CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO DE OURO NO GREENSTONE BELT FAINA, BRASIL CENTRAL	48
1. Introdução.....	49
2. Contexto Geológico.....	50
3. Geologia Estrutural	64

3.1	Estruturas da fase de deformação D1	67
3.2	Estruturas da fase de deformação D2	67
3.3	Estruturas da fase de deformação D3	71
3.4	Estruturas da fase de deformação D4	73
3.5	Estruturas da fase de deformação D5	76
3.6	Estruturas da Fase de deformação D6	77
4.	Controle Estrutural das minas Cascavel, Sertão e Antena	78
4.1	Controle estrutural no depósito Cascavel	78
4.2	Controle estrutural no depósito Sertão	82
4.3	Controle estrutural do Depósito Antena	83
5.	Discussões	85
5.1	Análise estrutural e comportamento das estruturas nos diferentes domínios tectônicos	85
5.2	As estruturas tectônicas do greenstone belt Faina estão relacionadas à zonas de cisalhamento monoclinicas?	87
5.3	Estruturas condutos de fluidos mineralizantes (Path Way)	91
5.4	Principais trapas estruturais no greenstone belt Faina	93
6.	Conclusões	95
7.	Referências Bibliográficas	97

Ridley, J., 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein- and lode-style gold deposits. *Or Geology Reviews* 8, 23-37. 100

Índice de Figuras

Figura i.	Imagem extraída do Google Maps. Localização e via de acesso da cidade de Faina-Go.	19
Figura ii.	(a) Mapa Geológico da porção setentrional da Faixa Brasília com a localização do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Cordeiro & Gouveia, 2017). (b) Mapa geológico com as subdivisões do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Pimentel et al., 2004)	21
Figura iii.	Figura extraída de Jost et al., (2014). Mapa geológico dos greenstone belts do Domínio Crixás-Goiás mostra as principais unidades geológicas e a localização dos principais prospectos de ouro.	26
Figura iv.	Coluna estratigráfica extraída de Jost et al., (2014). Números a direita da coluna indicam a altura da sequência estratigráfica.	27

Figura v. Mapa geológico dos Greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita, (modificado TF 2014). Em destaque as minas Cascavel, Sertão e Antena e a movimentação destal da Falha de Faina..... 29

Figura 6. Quadro esquemático mostrando as estruturas e esteriograma das 3 primeiras fases do evento E1. A fase D1 é representada por uma xistosidade. A fase D2 é caracterizada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e formação de dobras isoclinais, shear folds e lineação de estiramento. A fase D3 é formada por dobras abertas assimétrica e falhas direcionais destrais que cortam as estruturas da Fase D2. Esteriogramas das estruturas planares mostram a nuvem de densidade de polos e o plano de maior frequência. Esteriogramas das estruturas lineares mostram a nuvem de densidade de polos das linhas..... 65

Figura 7. Quadro esquemático mostrando as estruturas do evento E2. Fase D4 composta por zona de cisalhamento direcional destal de escala regional e direção NE, as estruturas formadas são bandas de cisalhamento, lineação de estiramento e crenulação. A fase D5 é formada por dobras suaves e crenulação. Esteriogramas das estruturas planares mostram a nuvem de densidade de polos e o plano de maior frequência. Esteriogramas das estruturas lineares mostram a nuvem de densidade de polos das linhas..... 66

Figura 8. Quadro esquemático do evento E3. Estruturas formadas são brechas, falhas e fraturas. Esteriograma mostra a nuvem de densidade de polos e os planos. 66

Figura 9. (a) Dobra com flanco rompido dobrando a foliação S_1 , impressa em uma camada de quartzito. (b) Afloramento de metadolomito mostrando o par de foliação S-C e dobra de flanco rompido. (c) Amostra de testemunho de sondagem da mina Sertão, com vênulas de quartzo dobradas com flancos rompido (d) Afloramento de metadolomito mostrando acamamento S_0 dobrado e rompido por estruturas da fase D₂. 69

Figura 10. Estruturas planares da fase D2, (foliação C – linha tracejada azul; foliação S – linha tracejada verde; lineação de estiramento (L_{e2}) – linha vermelha). (a), (b) e (c), Par da foliação S-C vista no plano XZ do elipsoide de deformação. Na figura (c) é possível observar a lineação de estiramento mineral marcada com traço vermelho. (d) Fotomicrografia de veio de quartzo mineralizado da mina Cascavel. Estrutura mica-fish marcada por cristais de moscovita. Note que os grãos de quartzo estão deformados no sentido da foliação milonítica. (e) Afloramento de metaconglomerado com seixos de quartzo com formato sigmoidal. (f) Fotografia da parede do hang wall da mineralização de ouro da mina Sertão. Veios de quartzo boudinados e concordantes com a foliação milonítica S_{m2} . A direção dos eixos dos budins é paralela a lineação de estiramento mineral, que no caso da mina Sertão tem apresenta caimento para NW, devido a rotação gerada pela Falha de Faina. 70

Figura 11. (a) Lineação de estiramento mineral impressa no quartzito. (b) Ribbons de quartzo estirado no plano da foliação milonítica. (c) e (d) Rods de quartzo orientados paralelo ao eixo Y do elipsoide de deformação..... 71

Figura 12. (a) Talude da mina a céu aberto Antena, mostrando foliação S_{m2} dobrada e redobrada pela fase D₃. (b) Dobras da fase D3 com foliação plano axial S_3 . (c)

Fotomicrografia mostrando dobras F_3 com a foliação plano axial S_3 . (d) Lineações de crenulação Lc_3 . (e) Metachert carbonoso com zona de cisalhamento direcional (Sm_3) cortando as estruturas da fase D_2 . (f) Bloco diagrama esquemático referente ao afloramento da figura 9e. Note a presença das dobras F_3 e da foliação plano axial S_3 associadas a zona de cisalhamento direcional dextral com foliação milonítica Sm_3 73

Figura 13. Mapa estrutural da porção sul do GBF, com enfoque na Falha de Faina e na rotação das estruturas da Fase D_2 pela influência da Falha de Faina. Esteriogramas mostram a atitude da foliação S_2 . Setas pretas mostram direção e caimento da lineação de estiramento Le_2 , seta cinza mostra direção e caimento da lineação de estiramento Le_4 75

Figura 14. (a) Afloramento da Falha de Faina de orientação NE-SW. (b) Croqui esquemático e foto em planta do afloramento da Falha de Faina (Figura 11a) mostrando foliação milonítica Sm_4 com indicadores cinemáticos indicando movimentação dextral. (c) Foliação Sm_4 em afloramento próximo à falha de Faina (d) Fotomicrografia do afloramento da figura (c) mostrando foliação Sm_4 e indicadores cinemáticos dextrais. (e) Lineação de estiramento Le_4 na Falha de Faina. (f) Bloco diagrama esquemático mostrando a cinemática e a orientação das lineações de estiramento (Le_4) da fase D_4 em relação ao elipsoide de deformação. 76

Figura 15. (a) Zona de charneira das dobras suaves da fase D_5 . (b) Metapelito com dobras suaves da fase D_5 . (c) Afloramento de quartzito com dobras suaves da fase D_5 , setas brancas aponta para clivagem de fratura espaçada. (d) Afloramento de metapelito com dobras em chevron da fase D_5 77

Figura 16. Brechas da fase D_6 cortando o quartzito que hospeda a mineralização de ouro da mina Cascavel. 78

Figura 17. Seção 1 (EW) na porção norte da mina Cascavel. Perfil paralelo ao plunge do minério ($255/18^\circ$). Nesse perfil as estruturas se apresentam paralelizadas, não sendo o plano ideal para observar os indicadores cinemáticos. 79

Figura 18. Seção 2 da figura 2 na porção norte da mina Cascavel. Perfil NS, perpendicular ao plunge do minério, plano ideal para observar os indicadores cinemáticos. O veio de quartzo mineralizado apresenta padrão de rampa e patamar contido na foliação S do par S-C, gradando para a foliação C. 80

Figura 19. Seção 3 da Figura 2. Perfil NS na porção sul da mina Cascavel. Note que nessa região da mina o veio de quartzo mineralizado em ouro tem atitude $220/20$ 81

Figura 20. (a) Amostra de mão do veio de quartzo mineralizado em ouro do depósito Cascavel. Foto mostra o plano XZ do elipsoide de deformação, onde é possível observar pepitas de ouro preenchendo a foliação milonítica e concentrando no encontro da foliação S com a foliação C do par S-C. (b) Croqui esquemático da figura (a) mostrando a relação do par de foliação S-C com a ocorrência das pepitas de ouro. (c) Figura mostra imagem microscópica na fração de 65# de grãos de ouro na forma de rods, orientados paralelos o eixo y. (d) Bloco diagrama esquemático mostrando a cinemática da zona de cisalhamento e as relações entre as estruturas planares e lineares. Note que a lineação de

estiramento é paralela a Y e é perpendicular ao transporte tectônico. O plunge da mineralização de ouro está orientado paralela à lineação de estiramento Le_2 82

Figura 21. Mapa de detalhe do talude da mina a céu aberto da Sertão, estágio 5. Hang-wall da zona mineralizada. Veios estéreis de quartzo + ankerita mostrando um padrão sigmoidal que se repete em todo o depósito. Nessa região do GBF as estruturas da fase D2 estão rotacionadas pela influência da Falha de Faina..... 83

Figura 22. Seção NE-SW da parede da mina a céu aberto Antena Sul. Zona mineralizada dobrada pela fase D₂ e redobrada pela fase D₃. As dobras isoclinais da fase D₂ duplicam as camadas mineralizadas..... 84

Figura 23. (a) Fotomicrografia em corte paralelo à lineação de estiramento (YZ), onde é possível observar o estiramento mineral segundo o eixo Y. (b) Fotomicrografia da mesma lâmina da figura (a), dessa vez mostrando o plano XZ do elipsoide de deformação, plano perpendicular a lineação de estiramento mineral. Note que nesse plano é possível observar indicadores cinemáticos formados por carbonatos sigmoidais. (c) Afloramento na parede da mina a céu aberto Antena Sul onde foi tirada as lâminas das figuras (a) e (b). Foto mostra a lineação de estiramento mineral (Le_2) e o caimento da foliação S_{m2} . (d) Figura esquemática mostra bloco diagrama com a relação entre a cinemática e as estruturas planares e lineares. Note que a lineação de estiramento, o principal controle da mineralização, é paralela a y e perpendicular ao transporte tectônico. 85

Figura 24. Quadro esquemático mostrando os domínios estruturais presentes no GBF e os esteriograma das principais estruturas de cada fase deformacional relacionadas a cada domínio..... 87

Figura 25. (a) Diagrama mostrando o efeito da geometria do fluxo nas zonas de cisalhamento monoclinicas e a relação entre a orientação das estruturas desenvolvida na zona de cisalhamento nas três principais classes de deformação X_1 , Y_1 e Z_1 (Passchier 1998). Os blocos diagramas mostram cada tipo de zona de cisalhamento com a forma e a orientação do elipsoide de deformação e a orientação das estruturas planares (S) e lineares (L) em relação ao plano de perfil de vorticidade (VPP). (b) Ilustração de uma possível variação lateral nas zonas de cisalhamento monoclinicas do tipo X_1 , Y_1 e Z_1 durante uma deformação progressiva. O tipo X_1 representa a deformação do GBF (Passchier 1998). 89

Figura 26. Figura mostra a relação das estruturas planares (S_{m2}) e lineares (Le_2) da fase D₂ distribuídas pelo GBF. Seta branca mostra a direção do transporte tectônico, que é perpendicular a lineação de estiramento (Le_2). 91

Figura 27. Imagem de Satélite LAND SAT mostrando a relação das ocorrências de ouro > 1 ppm (círculos vermelhos) e as estruturas de 2º ordem. Destaque para o domínio tectônico central, onde ocorre a inflexão das estruturas da fase D₂, e também onde ocorre a abertura de espaços para a deposição de ouro. 93

Figura 28. Figura ilustrativa com imagem de satélite LAND SAT e aerogeofísica do domínio central do GBF. A imagem referente ao polígono preto é uma fusão entre os levantamentos aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico. A imagem de satélite

mostra relação entre as principais estruturas regionais, representadas pelas linhas brancas tracejada e contínua. Essa configuração é semelhante aos pares de foliação S-C encontrados nas regiões mineralizadas. Na imagem aérea as linhas pretas tracejadas representam estruturas sigmoidais regionais. Note que as melhores ocorrências de ouro estão localizadas nas sombra de pressão desses sigmoides..... 94

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e justificativas

Depósitos de ouro orogênico estão associados a terrenos metamorfizados de todas as idades e associados a grandes eventos de espessamento da litosfera continental (Groves *et al.*, 2016). Esses depósitos têm sido formados a mais de 3 bilhões de anos na história da Terra, sendo que os maiores depósitos de ouro foram formados durante o Neoarqueano (~2,65 Ga.), Paleo e Neoproterozóico e continuamente através do Fanerozóico (Goldfarb *et al.*, 2001). Esses depósitos são característicos de ambientes deformados e metamorfizados, normalmente formados a profundidades que variam de > 5km até aproximadamente 12 km. Acredita-se que sua fonte esteja posicionada na interface fácies xisto verde/anfibolito, na transição do domínio dúctil-rúptil, onde ocorre a liberação de fluidos e metais que viajam quilômetros e ascendem na crosta para deposição em estruturas pré-formadas, como falhas, fraturas e eixos de dobra.

A produção de ouro na região central de Goiás iniciou-se nos primórdios do século XVIII, quando expedições de Bandeirantes comandadas por Bartolomeu Bueno da Silva (Anhanguera) encontraram ouro no *greenstone belt* Santa Rita, fundando então a cidade de Goiás-Go. A exploração perdurou até o final do mesmo século, sendo retomada no final de 1970 nos *greenstone belts* Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos pela Mineração Montita Ltda. e pela *joint venture* da INCO com a Kenecott, e os de Serra de Santa Rita e Faina pela Metais de Goiás S.A. – METAGO e Western Mining Co. Entre 2000 e 2007 a Sertão Mineração assumiu a pesquisa nos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita, onde conseguiram extrair uma quantidade de 250.000 onças de ouro, com teor médio de 24,95 g/t, em duas minas a céu aberto, lavrando apenas o minério supergênico, na Mina Sertão e Mina Antena. Em 2012, a Orinoco Brasil Mineração Ltda iniciou uma pesquisa no garimpo de ouro Cascavel, abrindo uma mina de pequeno porte dois anos mais tarde.

A mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina ocorre associada a zonas de cisalhamento oblíquas, com forte controle estrutural envolvido. Acompanhando a mineralização de ouro, ocorre um amplo e penetrativo halo de alteração hidrotermal, composto principalmente por uma assembleia mineral de filossilicatos, carbonatos e

sulfetos. O minério ocorre em veios de quartzo e quartzo + carbonato, e disseminado na zona de alteração hidrotermal como sulfetos disseminados. Apesar do potencial metalogenético desse *greenstone belt*, poucos trabalhos foram realizados no sentido de caracterizar e compreender os principais controles da mineralização de ouro nessas sequências, destacando-se os trabalhos Jost *et al.* (2014) e Campos *et al.* (2017).

A proposta central desta pesquisa é a caracterização dos principais controles estruturais da mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina a partir da análise estrutural detalhada e estudo do posicionamento dos corpos mineralizados presentes nos Depósitos Cascavel, Antena e Sertão. Pretende-se assim definir os principais vetores exploratórios na região e contribuir para a identificação de novos alvos mineralizados no *greenstone belt* Faina.

1.2 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação de mestrado está dividida em duas partes distintas. A primeira parte (Capítulos I e II), foi elaborada para apresentar o trabalho, destacar seus principais objetivos, a localização da área de estudo e a metodologia utilizada para o seu desenvolvimento, além de apresentar uma revisão do contexto geológico regional. A segunda parte (Capítulo III) foi elaborada em forma de artigo científico no qual foi intitulado “*Structural controls of orogenic gold-bearing veins in the Faina greenstone belt, Central Brazil*”, a ser submetido no periódico “*Journal of South American Earth Sciences*”. Neste capítulo serão apresentados os principais resultados e discussões do estudo.

1.3 Objetivos

O objetivo central dessa pesquisa é a caracterização dos principais controles estruturais da mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina, a partir da análise estrutural e estudo do posicionamento dos corpos mineralizados nos Depósitos Cascavel, Sertão e Antena.

Os objetivos específicos incluem:

- i. Identificação e mapeamento das estruturas regionais e locais utilizando dados aerogeofísicos e de sensores remotos;
- ii. Realização de perfis regionais, em escala 1:25.000, transversais a estruturação da Serra de Faina, visando a coleta de elementos estruturais, a análise cinemática e o entendimento do arcabouço estrutural do *greenstone belt*;
- iii. Mapeamento de detalhe nas zonas mineralizadas com intuito de identificar as estruturas que controlam a distribuição e posicionamento dos corpos mineralizados, bem como reconhecer as estruturas de primeira e segunda ordem que serviram de condutos para os fluidos mineralizantes e trapas para a deposição do ouro;
- iv. Geração de modelos estruturais tridimensionais e seções geológicas a partir da integração de mapas geológico-estruturais, imagens de sensores remotos e dados de sub-superfície, visando a compreensão do padrão estrutural e geometria do sistema de empurrão e dobramento.

1.4 Materiais e Métodos de trabalho

1.4.1 Levantamento de dados estruturais disponíveis para o greenstone belt Faina e elaboração de uma base de dados

Nesta etapa foi realizada pesquisa bibliográfica a respeito do contexto geológico do *greenstone belt* Faina e mineralizações de ouro associadas. Foi realizado o levantamento dos mapas geológicos e dados estruturais disponíveis na literatura e montada uma base de dados com todas as informações. Foram também integrados mapas geológicos em diversas escalas, disponibilizados pela Empresa Orinoco Gold e elaborados pelo autor desta dissertação ao longo de cinco anos como geólogo da Empresa. Também foram consultados os mapas geológicos da CPRM em escala 1:50.000 (Baeta et al. 1999) e mapas geológicos em escala 1:25.000 gerados por professores e estudantes do Curso de Geologia da Universidade de Brasília em 2014 (Toledo et al. 2014).

1.4.2 Interpretação de dados aerogeofísico e de sensores remotos.

A área do projeto é recoberta pelo levantamento aeromagnetométrico realizado pela Empresa Troy-Reinarda Mineração, com espaçamento das linhas de 200 metros e direção de voo NE-SW, que foi disponibilizado pela Empresa Orinoco Gold em 2013. Também foram utilizados os levantamentos aerogeofísicos (gamaespectométrico e magnetométricos) de alta densidade de amostragem, do projeto denominado “Sudeste do Mato Grosso” e “Área 2 – Arco Magmático de Goiás” que recobrem parte do Maciço Mediano de Goiás (CPRM e SIC-Goiás). Esses dados foram processados durante o Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia da UnB de 2014 (TF-2014/ Projeto Faina) e foram utilizados nessa pesquisa durante as etapas preliminares do trabalho. As imagens magnetométricas usadas foram inclinação do sinal analítico – ISA e primeira derivada –D1, que auxiliaram na interpretação de estruturas regionais profundas. Os produtos do realce dos dados gamespectometricos, tais como imagens RGB e CMY foram empregados na delimitação de contatos geológicos e na caracterização de unidades geológicas e zonas hidrotermais mais rasas.

Imagens de satélite Google Earth, SRTM e LANDASAT 7 FORAM UTILIZADAS com o objetivo de observar padrões estruturais, como dobras, falhas e lineamentos. Com o auxílio da imagem LANDSAT - bandas 345, foram traçados lineamentos regionais que ajudaram no melhor entendimento do arcabouço estrutural do greenstone belt Faina.

1.4.3 Trabalhos de Campo e Amostragem

O autor dessa dissertação trabalhou durante cinco anos na Empresa Orinoco Gold e realizou mapeamento em diversas escalas no gresntone belt e nos depósitos de ouro da região. Grande parte dos resultados obtidos nesse período estão incorporados nesse volume.

Durante o mestrado, foram realizadas duas etapas de campo. Na primeira etapa (20 dias de campo) foram realizados perfis em escala 1:25.000, transversais a estruturação do greenstone belt Faina, visando a análise estrutural qualitativa e entendimento do arcabouço estrutural. Também foi realizado o mapeamento geológico. Na segunda etapa, também com duração de 20 dias, foi realizado mapeamento detalhado, escala 1:10.000 nas Minas Cascavel, Sertão e Antena. Além disso foram elaboradas sessões geológicas de ultra detalhe (1:25) nas paredes das minas a céu aberto

estudadas nesta pesquisa. Em todas as etapas, a metodologia utilizada foi a usual em terrenos metamórficos e envolveu a medição de elementos estruturais planares e lineares pelo método de dip direction (Mcclay, 1987), descrição e análise cinemática de estruturas, descrições litológicas, confecção de perfis geológicos em várias direções, coleta de amostras orientadas e documentação das observações através de desenhos e fotografias.

1.4.4 Petrografia

Nesta etapa foram descritas as laminas delgadas de amostras coletadas durante as etapas de campo com objetivo de reconhecer as principais características da zona mineralizada, como assembleia mineral e texturas, e efetuar análise microtectônica em amostras orientadas.

1.4.5 Integração de dados e análise estrutural

Nesta etapa foram tratados e interpretados os dados estruturais obtidos durante as campanhas de campo. Foram elaborados mapas e sessões em diferentes escalas, bem como sessões geológicas das zonas mineralizadas, que serão apresentados neste volume. Também foi realizado o tratamento estatístico das medidas de estruturas lineares e planares (programa Stereonet versão 10.1.6), visando a análise estrutural e o entendimento dos sistemas de empurrões e dobramentos.

A análise estrutural realizada neste trabalho teve caráter meramente qualitativo, restringindo-se à análise descritiva e cinemática dos elementos estruturais. Neste contexto, foram individualizados grupos de estruturas geneticamente e temporalmente relacionados, que caracterizam determinada fase de deformação (Turnes e Weiss, 1963). Cada fase de deformação corresponde, portanto, ao intervalo de tempo no qual tais estruturas foram geradas. A idade relativa das estruturas foi estabelecida com base nos seguintes critérios: i. critérios clássicos de corte e superposição de estruturas (Hobbs, Means and Willians, 1976); ii. campo de tensões nos quais essas estruturas foram formadas; e iii. nível crustal de formação das mesmas.

com vergência para oeste, estão localizadas na borda leste e sudeste do cráton Amazônico, respectivamente. A Faixa Brasília tem vergência oposta e está localizada na porção leste da província, bordejando a margem oeste do cráton São Francisco-Congo.

A Faixa Brasília compreende em um cinturão de dobramento com terrenos e rochas supracrustais empurradas contra a borda oeste do Cráton São Francisco-Congo (Fig ii) (Fuck, 1994; Dardene, 2000). Sua compartimentação tectônica é marcada por duas ramificações de orientação distintas (ramificação da porção norte com orientação NE-SW e a ramificação da porção sul com orientação NW-SE) e estilo metamórfico-deformacionais constantes, onde a região central, nomeada de Sintaxe dos Pirineus, está justaposta e transposta transversalmente por um corredor central de cisalhamento ~EW, com cinemática predominantemente dextral, mas com corredores internos sinistrais (Araújo Filho, 1999; 2000). Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) dividem a Faixa Brasília em Zona Interna e Externa.

A porção norte da zona externa consiste do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico (2,4 – 2,0 G.a, Fuck *et al.* 2001), conhecido como bloco Natividade-Tocantins (Fuck *et al.*, 2014), o qual é composto por rochas graníticas e ortognaisses, com associação de sequencias vulcanossedimentares (Grupo Riachão do Ouro e Formação Ticunzal) e corpos máficos-ultramáficos (Pimentel *et al.* 2004), parcialmente recobertos por rochas do grupo Araí (Dardene *et al.*, 1999; Martins 1999). A porção sul da zona externa é caracterizada por um sistema de falhas de empurrão imbricadas sobre sucessões de margem passiva do Neoproterozóico (Grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá, Pimentel *et al.* 2011).

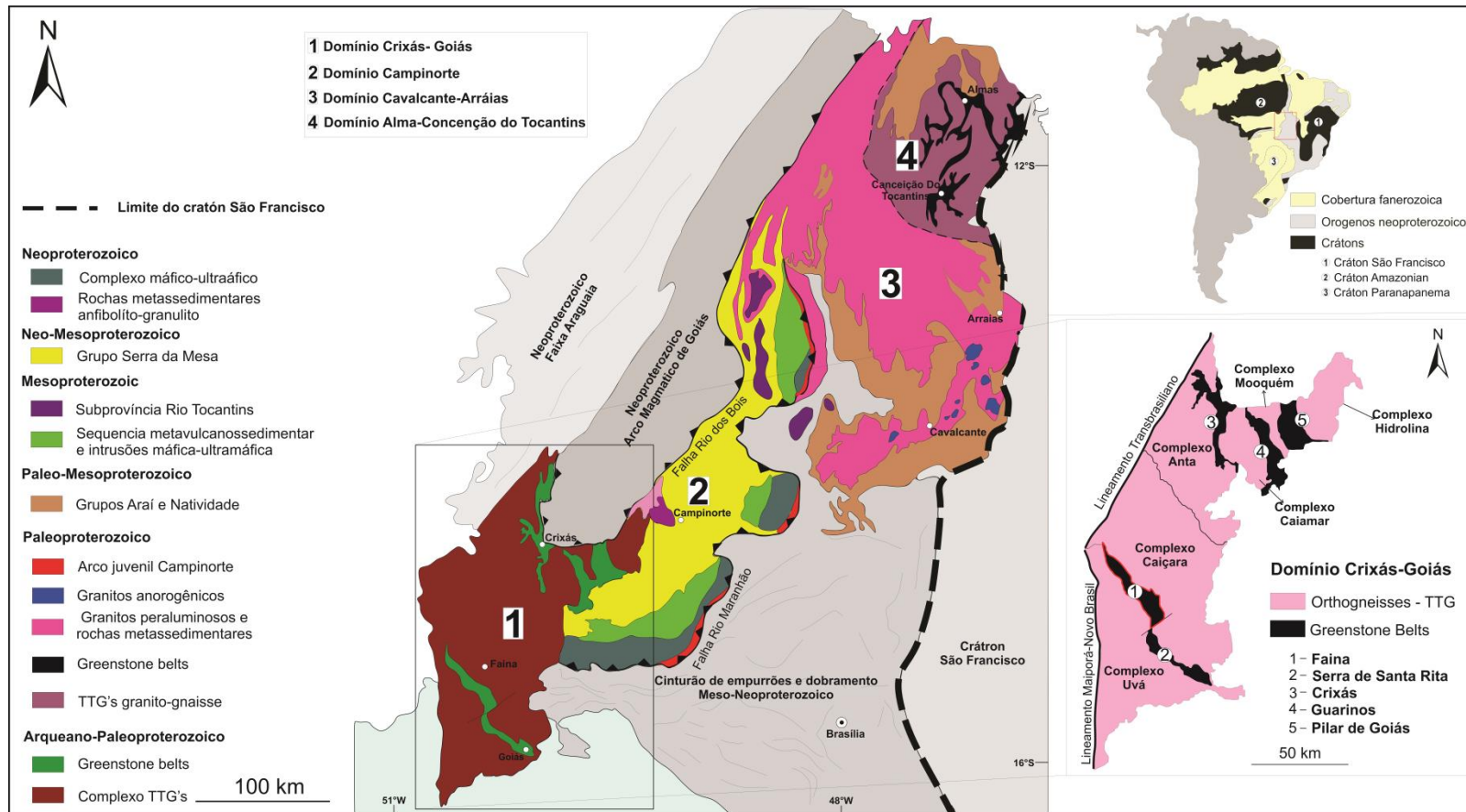


Figura ii. (a) Mapa Geológico da porção setentrional da Faixa Brasília com a localização do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Cordeiro & Gouveia, 2017). (b) Mapa geológico com as subdivisões do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Pimentel et al., 2004).

A zona interna é formada pelas seguintes unidades: i) Maciço de Goiás; ii) núcleo metamórfico neoproterozoico nomeado de Complexo Anápolis-Itaçu (Piuzana et al., 2003) e Complexo Uruaçu (DellaGiustina et al., 2009) em contato com rochas sedimentares do Grupo Araxá com melanges ofiolíticas associadas; e iii) dois arcos magmáticos juvenis neoproterozoicos designados de Mara Rosa, ao norte, e Arenópolis ao sul (Pimentel, et al., 2000).

Pimentel *et al.* (2011) interpreta o Maciço de Goiás como um bloco siálico de natureza alóctone, composto por complexos TTG's e sequencias vulcanossedimentares, que foi acrescentado ao cráton São Francisco durante o Neoproterozóico. Já Jost *et. al.*, (2013) nomeiam o bloco siálico em Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás e ainda adicionam ao maciço os complexos máfico-ultramáfico acamadados Barro Alto, Niquêlandia e Canabra (Ferreira Filho 1994; Ferreira Filho et al. 1998; Ferreira Filho et al. 1994, Ferreira Filho & Pimentel 2000, Pimentel et al. 2004, Ferreira Filho et al. 2010) e as sequências meta-vulcanossedimentares Palmerópolis (Figueredo *et. al.* 1981; Leão Neto & Olivatti, 1983), Indianópolis (Danni & Leonardos 1978; Ribeira Filho & Teixeira 1981; Nascimento *et al.* 1981; Brod 1988; e Brod & Jost 1991,1994), e Juscelândia (Fuck *et al.*, 1981; Moraes, 1992; Moraes & Fuck, 1992a, 1994) que estão em contato com esses complexos.

Cordeiro & Gouveia (2017) particionam o Maciço de Goiás em 4 domínios: Almas-Conceição do Tocantins, Cavalcante-Arrais, Campinorte e Crixás-Goiás (Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás) (Figura ii). Os autores consideram que os domínios Crixás-Goiás e Campinorte não fazem parte de um micro-contidente alóctone que foi amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia Brasileira, como sugerido inicialmente por Brito Neves & Cordani (1991) e sustentado por (Blum *et al.* 2003; Ferreira Filho *et al.*, 2010; Pimentel *et al.*, 2000, 2004, 2011; Queiroz *et al.*, 2008; Valeriano *et al.*, 2008). Segundo os autores, esses domínios foram amalgamados ao Cráton São Francisco durante o Paleoproterozoico.

2.1 Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás

O Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás, também chamado de Domínio Crixás-Goiás (Cordeiro & Gouveia, 2017), aflora em uma área de aproximadamente 50.000 Km² com típica associação de complexos granito-gnaiss arqueanos e *greenstone belts* (Pimentel *et al.*, 2000), (Figura ii). Este domínio consiste em 80% de complexos TTG's (Queiroz *et al.*, 2008) e 20 % de sequências vulcanossedimentares que estão distribuídas em 5 *greenstone belts* denominados Faina, Serra de Santa Rita, Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás (Pimentel *et al.*, 2000) (Figura ii). Na porção norte do terreno ocorrem 4 complexos TTG's, que de sul para norte, são classificados como Anta (Vargas, 1992), Caiamar (Jost *et al.*, 1994a), Moquém (Danni & Ribeiro, 1978; Jost *et al.*, 1994b) e Hidrolina (Danni *et al.*, 1986), separados pelos *greenstone belts* de Crixás, Pilar e Guarinos (Pimentel *et al.*, 2000). Na porção sul, ocorrem dois complexos TTG's, os Complexos Caiçara e Uvá, que estão separados pelos *greenstone belts* de Faina e Santa Rita (Jost *et al.*, 1999) (Figura ii).

2.1.1 Complexos TTG's

Os complexos granito-gnaiss que compõem a porção norte do Terreno Arqueano-Paleoproterozoico são constituídos por uma associação de granodioritos, tonalitos e intrusões graníticas com corpos tonalíticos subordinados (Queiroz *et al.*, 2008). Estudos realizados por Queiroz *et al.* (2000) e Queiroz *et al.* (2008) identificaram dois estágios de granitogênese com intervalo de aproximadamente 140Ma entre os eventos. O primeiro estágio é caracterizado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e granitos subordinados, com assinatura de Nd juvenil, com idades de cerca de 2845 Ma a 2785 Ma, interpretado como as raízes de um arco primitivo. Os dados isotópicos de Nd indicam que os magmas juvenis sofreram contaminação de uma crosta sílica mais antiga, com idade de 3,3 Ga obtida através de zircões herdados. O segundo estágio foi identificado no Complexo Moquem e consiste de corpos tabulares granodioríticos a graníticos com assinaturas isotópicas de Nd indicando que os protolitos são predominantemente derivados da crosta, interpretado como um evento sin- a tardi-tectônico, com idades de cristalização entre 2711 a 2707 Ma.

Ainda há poucos estudos relacionados aos complexos da porção sul. Trabalhos realizados por Pimentel *et al.* (1996) e Potrel *et al.* (1998) nos complexos Caiçara e Uvá demonstraram uma idade modelo T_{DM} entre 3.2 e 3.0 Ma, no qual interpretaram como sendo a idade máxima dos protólitos.

O Complexo Caiçara apresenta uma área de cerca de 5.200 Km² e é delimitado na porção sul pelos *greenstone belts* Santa Rita e Faina, a leste por rochas do Gupo Araxá, a oeste por rochas da Sequência Vulcanossedimentar Morzalândia (Bevilaqua *et al.*, 2008; Valadares & Lemos, 2008), e a norte pelo Complexo Anta, onde trabalhos realizados por Blumm *et al.* (2003) através de imagem aérea gamaespectrométrica, ajudaram na interpretação dos limites entre os complexos, dificultado pela ampla capa intempérica. O terreno consiste principalmente de granodioritos, tonalitos e quartzodiorito cortados por enxames de diques máficos de orientação EW e por pequenas intrusões ultramáficas (Danni *et al.*, 1981; Baeta JR *et al.*, 1999). Beghelli Jr. (2012) identifica rochas da série charnockítica e monzogranitos no Complexo Caiçara. Os ortognaisses tonalíticos apresentam idade de cristalização U-Pb em zircão de 3,14 Ga e idade-modelo Sm-Nd mínima de 3,1 Ga, enquanto os corpos de granodiorito, granito e rochas da série charnockítica apresentam idade de cristalização U-Pb próximas de 2,8 Ga e idades-modelo Sm-Nd em torno de 2,9 Ga (Beghelli Junior, 2012).

O Complexo Uvá abrange uma área de 1.300 km² e está localizado na porção sul do terreno (Figura ii). A norte, faz contato com os *greenstone belts* Faina e Santa Rita, por meio de zonas de cisalhamento e falhas reversas de alto ângulo e vergência para NE (Jost *et al.*, 2005). A sul e sudeste, o complexo é limitado por quartzitos, quartzo xisto e metaconglomerados da sequência Serra Dourada, cujo contato é marcado por uma falhas de empurrão (Jost *et al.* 2005). No extremo oeste limita-se pela zona de cisalhamento Maiporá-Novos Brasil e a noroeste seu limite com o Arco de Arenópolis é indeterminado devido ao extenso platô de crosta laterítica. Idades U-Pb obtidas de zircões magmáticos de amostras de ortognaisses tonalíticos, revelaram uma idade entre 2.84 e 3.04 Ga (Jost *et al.* 2013). Um stock de diorito apresentou idade U-Pb em zircão de 2934 ± 5 Ma (Pimentel *et al.*, 2003) e corpos tabulares de tonalito e monzogranito apresentam idades de cristalização U-Pb em zircão entre 2764 e 2846 Ma (Jost *et al.*, 2005, 2013).

Jost *et al.* (2005) mapearam o complexo em uma escala de 1:100.000 e dividiram-o em dois litotipos: **infra-estrutura** de ortognaisses arqueanos com granitoides mais jovens e que representa cerca de 40% do complexo; e cobertura de rochas **supracrustais** metaultramáficas a metamáficas com raras associação de formações ferríferas que cobrem as rochas do domínio infra-estrutura e compõe cerca de 60% do complexo.

2.1.2 *Os Greenstone Belts do Domínio Crixás –Goiás*

No Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás são identificados cinco sequencias do tipo *greenstone belts*, três na porção norte (Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás) e dois na porção sul denominados *greenstone belt* Faina e Santa Rita, (Figura ii e Figura iii).

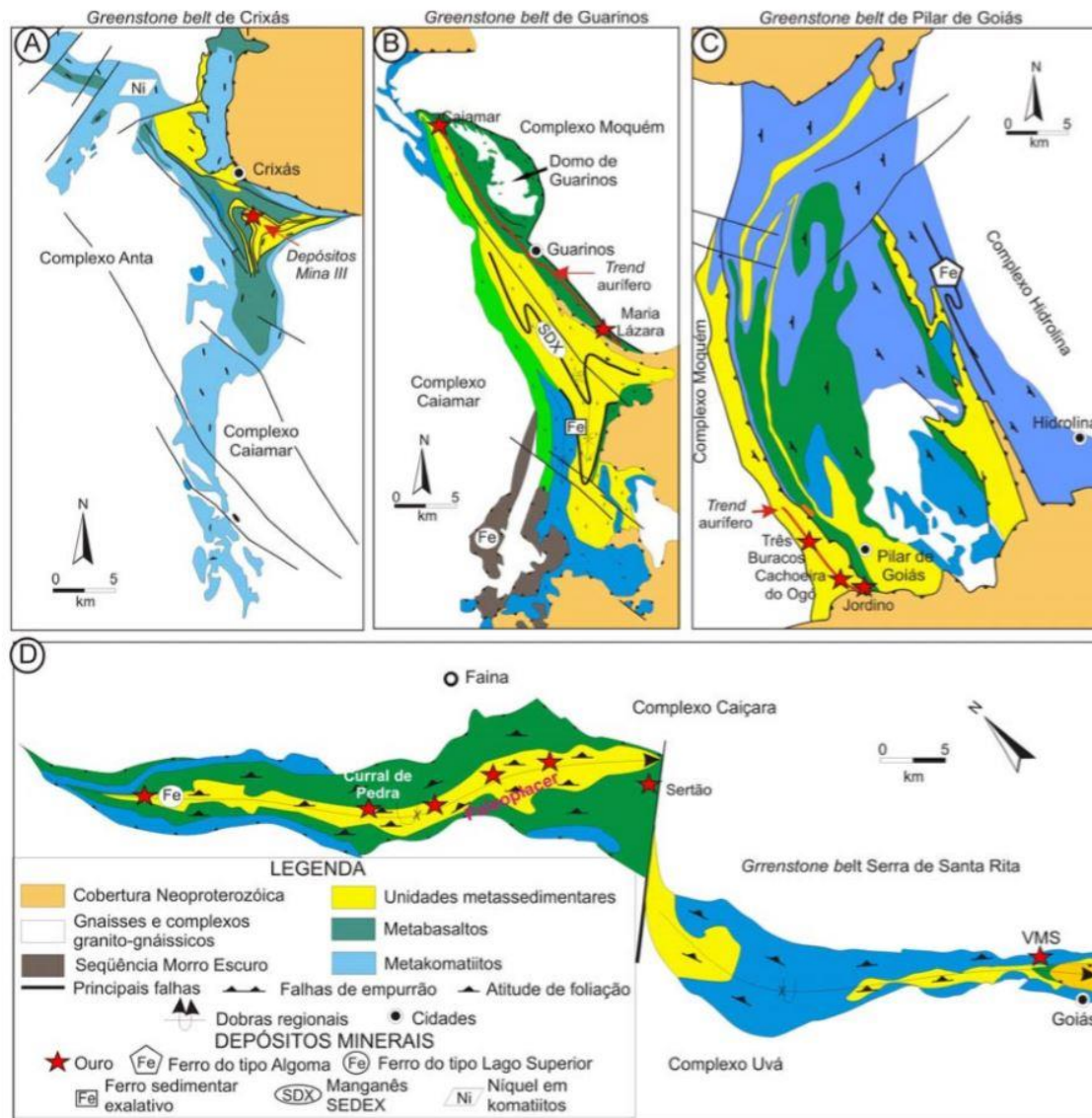


Figura iii. Figura extraída de Jost et al., (2014). Mapa geológico dos greenstone belts do Domínio Crixás-Goiás mostra as principais unidades geológicas e a localização dos principais prospectos de ouro.

As unidades estratigráficas da porção norte foram inicialmente descritas por Danni e Ribeiro (1978), Sabóia et al. (1979), Sabóia e Teixeira (1983), e posteriormente, modificadas por Danni et al. (1986); Jost e Oliveira (1991). Eles consideraram as sequências *greenstone belts* em um mesmo grupo, chamado de Grupo Pilar de Goiás, que foi subdividido em Formação Córrego Alagadinho, Formação Rio Vermelho e Formação Ribeirão das Antas, representadas respectivamente por komatiitos, basaltos toleíticos e uma sequênci metassedimentar no topo. Jost et al. (1991), com o objetivo de entender melhor a evolução litológica e enfatizar as maiores diferenças estratigráficas, consideraram uma estratigráfica independente para cada *greenstone belt*. Neste contexto, o Grupo Crixás ficou restrito ao *greenstone belt* Crixás,

e que os grupos Pilar de Goiás e Guarinos designados aos *greenstone belts* Pilar de Goiás e Guarinos respectivamente, (Figura iv).

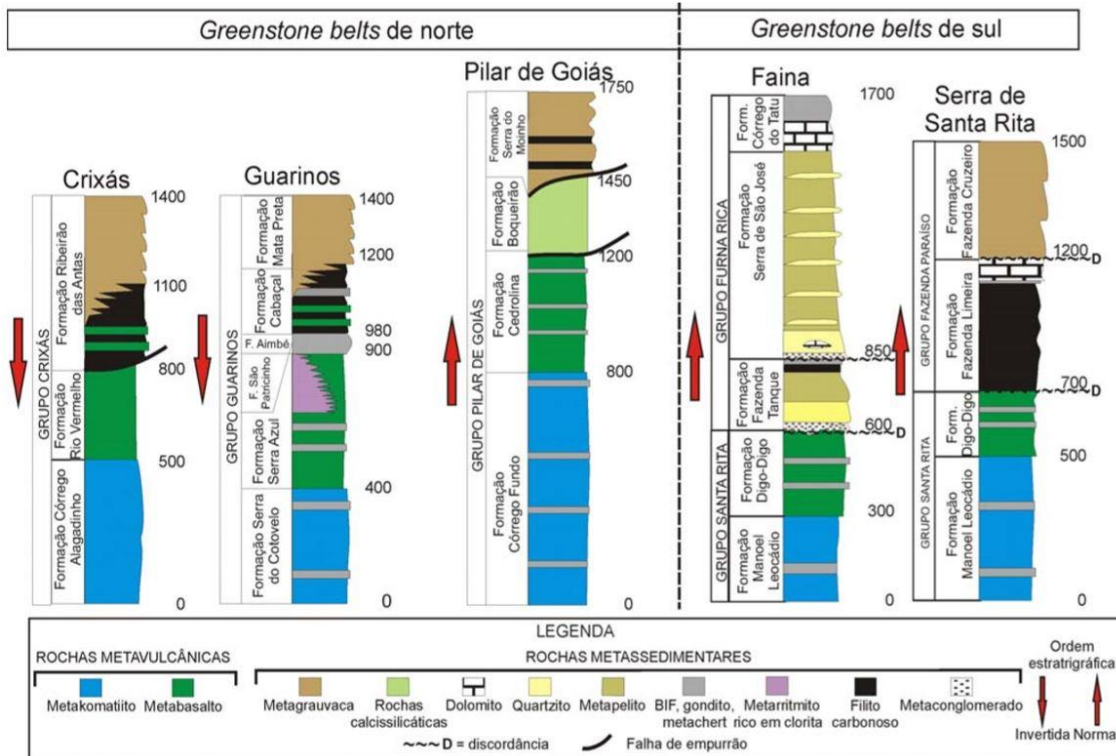


Figura iv. Coluna estratigráfica extraída de Jost et al., (2014). Números a direita da coluna indicam altura da sequência estratigráfica.

Usando a mesma correlação de rochas entre os *greenstone belts*, o Grupo Crixás manteve a nomenclatura das subdivisões, enquanto o Grupo Pilar de Goiás foi subdividido em Formação Córrego Fundo na base (komatiitos), Formação Cedrolina (basaltos toleíticos) e no topo nas Formações Boqueirão (rochas calcissilicáticas) e Serra do Moinho (metagrauvacas). A Formação Boqueirão tem contato tectônico sobre os basaltos toleíticos e sob as metagrauvacas da Formação Serra do Moinho no topo da sequência (Figura iv).

No *greenstone belt* Guarinos, as rochas komatiíticas são representadas pelo Grupo Serra do Cotovelo, enquanto os basaltos toleíticos pela Formação Serra Azul. Acima dos metabasaltos ocorre um pacote de rochas sedimentares compostas por metarritmitos finos com clastos de metabasaltos, o que sugere uma sedimentação proveniente da erosão de rochas vulcânicas sotopostas. Essa unidade é sobreposta por paraconglomerado seguido de metargilitos e espessos pacotes de formação ferrífera

bandada que compõe Formação Aimbé (Resende & Jost, 1994; 1995a). Acima repousa a Formação Cabaçal, composta por espessos pacotes de metapelitos carbonosos que fazem contato gradacional com a unidade inferior. O topo da sequência é formado por intercalações de metagrauvacas com os metapelitos carbonosos, que Jost *et al.* (1995) designou de Formação Cabaçal, enquanto Jost *et al.* (2012) como formação Mata Preta, (Figura iv).

Na porção sul, Danni *et al.* (1981) propuseram a primeira subdivisão estratigráfica para os dois *greenstone belts*. Eles interpretaram as rochas supracrustais em duas sequencias metavulcanossedimentares de idades distintas. A sequência mais velha, considerada ser arqueana, foi nomeada de sequência Serra de Santa Rita e subdividida em três unidades: *Inferior*, descrita como metavulcânicas ultramáficas, *Intermediária*, constituída de metavulcânicas máficas e *Superior*, representada por rochas metassedimentares. A sequência mais jovem, Serra do Canta Galo, constituída de metaconglomerados com seixos das rochas basais, repousa sobre a sequência mais velha por uma discordância angular. Teixeira (1981) propôs agrupar as rochas da Sequência Serra do Canta Galo junto a Unidade Superior. O autor também sugere que o pacote de rochas supracrustais fossem divididas em Bloco de Goiás e Bloco de Faina, mais tarde nomeados por Resende *et al.* (1998) de *greenstone belt* Serra de Santa Rita e Faina. Os *greenstone belts* estão separados por uma falha direcional dextral de orientação geral NE, e são diferenciados pelas distintas características das rochas metassedimentares, no qual é significativamente mais espessa no *greenstone belt* Faina, (Figura iv e Figura v).

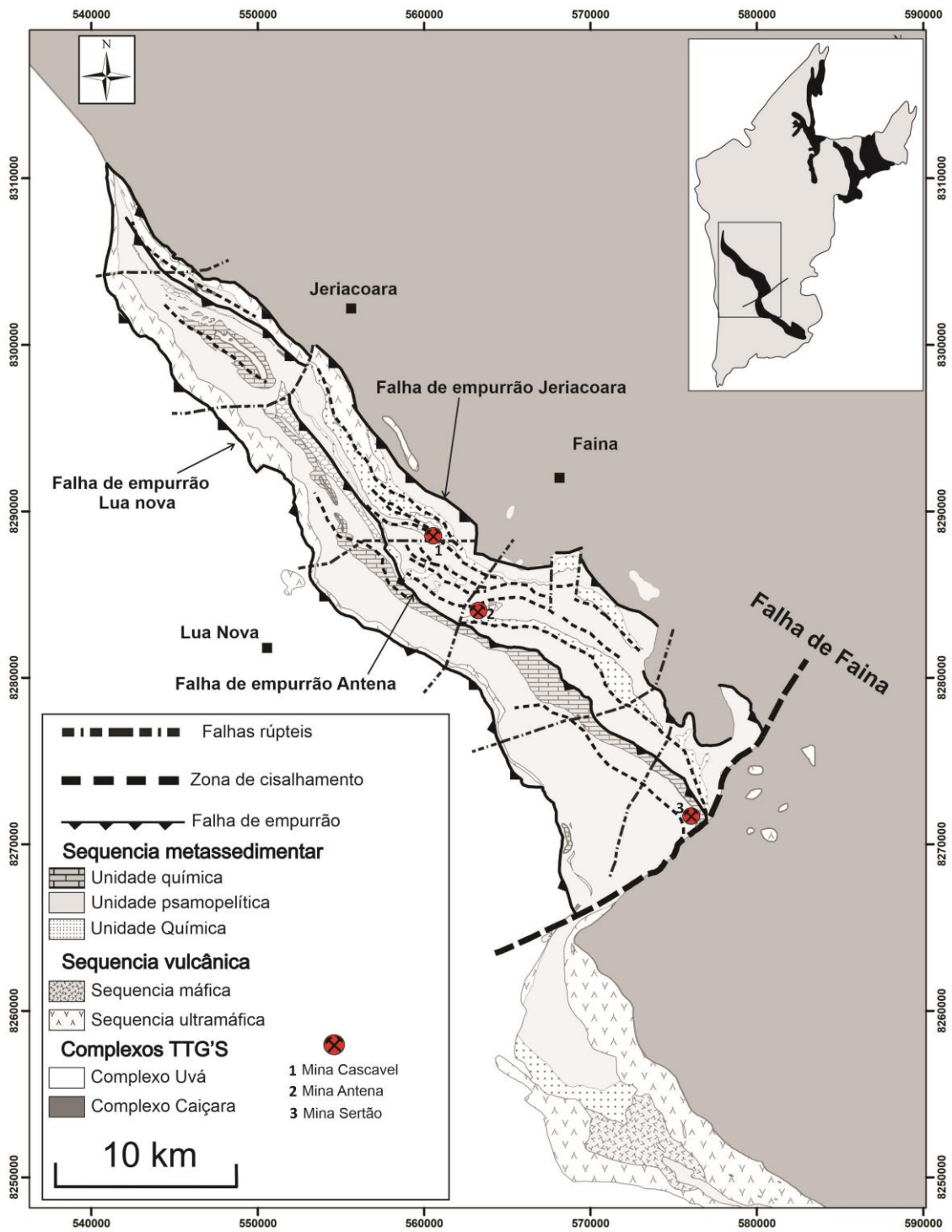


Figura v. Mapa geológico dos Greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita, (modificado TF 2014). Em destaque as minas Cascavel, Sertão e Antena e a movimentação destal da Falha de Faina.

2.1.3 Unidades metavulcânicas dos *greenstone belts* Faina e Santa Rita.

Os trabalhos mais recentes de revisão estratigráfica foram realizados por Resende *et al.* (1998;1999). Os autores consideraram que os metakomatiitos e os metabasaltos da sequência inferior são indistinguíveis nos dois *belts*, e propuseram o Grupo Serra de Santa Rita para ambas sequências, (Figura iv). O Grupo Serra de Santa Rita é subdividido então em Formação Manoel Leocádio e Formação Digo-Digo.

A Formação Manoel Leocádio consiste de rochas ultramáficas, na maioria das vezes transformada em serpentinitos, e uma variedade de xistos com quantidades variadas de clorita, carbonato e pirita. Localmente, ocorrem xistos carbonosos e metachertes extremamente ricos em hematita intercalados com as rochas ultramáficas. Também ocorrem localmente texturas primárias preservadas tais como, lavas almofadadas descrita por Danni *et al.* (1981) e Borges *et al.* (2017), junções poliedral (Teixeira 1991) e relíquias de estruturas *spinifex* e cumulática (Tomazzoli 1985; Profumo 1993). A assinatura geoquímica dos komatiitos são semelhante aos boninitos, e se compraram a derrames extrudidos em ambiente de ante-arco nos estágios iniciais de desenvolvimento de arcos intra-oceânicos (Borges *et al.* 2017). No *greenstone belt* Santa Rita, a média da espessura da unidade é de 600 m, variando de 50 a 1000 m, e decresce no *greenstone belt* Faina, variando de 200 a 400 m, com média de 300 m. O contato da unidade com os complexos Caiçara e Uvá se dá por falhas de empurrão ou corpos intrusivos. As falhas são marcadas por uma zona de cisalhamento de direção aproximadamente WNW, onde no *greenstone belt* Santa Rita apresenta um mergulho em torno de 50° e em Faina um mergulho de baixo ângulo, cerca de 20°.

A Formação Digo-Digo foi dividida em Membro Inferior e Membro Superior e apresenta cerca de 200 a 1000 m de espessura no *greenstone belt* Santa Rita e cerca de 100 a 500 m em Faina (Figura iv). O Membro Inferior consiste em vulcânicas máficas transformadas em xistos anfibolíticos, intercalados com finas camadas de metatufos feldspáticos, metapelito carbonoso e metachertes. O Membro Superior consiste de sericita-clorita-quartzo xistos com relíquias de texturas piroclásticas, variando desde de cinzas cristalizadas a tufos mais grossos, incluindo fragmentos de tamanho *lapilli*. O evento piroclástico foi diagnosticado apenas no *greenstone belt* Santa Rita, sendo ausente em Faina. Borges *et al.* (2017) classificou os basaltos do Membro Inferior em

tipo 1 toleíticos e tipo 2 enriquecidos em Nb, enquanto as rochas félsicas do Membro Inferior foram interpretadas como andesitos magnesianos e adakitos.

2.1.4 *Unidade Metassedimentar do greenstone belt Serra de Santa Rita*

Resende *et al.* (1998) tratam as sequências metassedimentares de ambos os *greenstone belts* de maneira independente. No *greenstone belt Serra de Santa Rita*, as rochas metassedimentares fazem parte do Grupo Fazenda Paraíso, que é subdividido em Formação Fazenda Limeira, na base, e Formação Fazenda Cruzeiro, no topo (Figura iv). Os primeiros registros de rochas sedimentares no *greenstone belt* iniciou ainda com atividade vulcânica, formando intercalações de xistos carbonosos no topo dos metabasaltos e piroclásticas félsicas. A ausência de vulcanismo deu espaço apenas para a sedimentação rica em matéria carbonosa, formando a base da Formação Fazenda Limeira.

A Formação Fazenda Limeira tem espessura aflorante entre 300 a 1000 m. É subdividida em Membros Inferior e Superior. O Membro Inferior consiste de espessas camadas de xistos carbonosos com camadas métricas de metapelito e metacherte associadas. O contato com a unidade basal representada pelos metabasaltos do Grupo Serra de Santa Rita, ou é transicional, com alternância de litotipos diagnósticos em ambas unidades, ou tectônico, dado por falha de empurrão. O Membro Superior é composto por metachert na base que gradam para *metachertes* ricos em ferro e formações ferríferas bandadas, com aproximadamente 100 m de espessura e repousa sobre a unidade basal por um contato transicional.

A Formação Fazenda Cruzeiro tem espessura aflorante de aproximadamente 500 metros e também é subdividida em Membro Inferior e Membro Superior. O Membro Inferior consiste de metaritmitos compostos por decimétricas camadas de quartzito feldspático ou micáceo intercalado com metapelito, separados em ciclos de baixa e alta energia deposicional. O Membro Superior consiste de uma sucessão de camadas centimétricas de quartzitos micáceos e feldspáticos com estruturas sedimentares primárias. A sequência Serra do Canta Galo foi mantida separada, como proposto por Danni *et al.* (1981), devido ao contato com o topo da Formação Fazenda Cruzeiro ser tectônico, marcado por falha de empurrão NW.

2.1.5 *Unidade Metassedimentar do greenstone belt Faina*

Resende *et al.* (1998) separa as sequências metassedimentares em dois grandes ciclos transgressivos englobados no Grupo Furna Rica (Figura iv). O primeiro ciclo, representado pela Formação Fazenda Tanque, repousa como base sobre o Grupo Serra de Santa Rita através de uma discordância erosiva. São ortoquartzitos, quartzitos conglomeráticos com raras lentes de conglomerado progredindo para metapelitos e *cherts* ricos em ferro no topo da sequência, evoluindo de uma sedimentação de costa para uma sedimentação de fundo de bacia, completando o ciclo transgressivo. O segundo ciclo é separado do primeiro por uma inconformidade, que iniciou-se por uma regressão, representada por uma associação de metarenitos impuros, metapelitos e metaconglomerados de canais (orto- e paraconglomerados), ora suportado por matriz e ora por clastos, denominado de Formação Arraial Dantas, base da Formação Serra de São José (Carvalho *et al.* 2013). Seguida da regressão, ocorre uma transgressão marcada por ortoquartzitos com lentes de mais de 50 metros de calcários impuros e xistos ricos em carbonatos, que gradam para metapelitos no topo da formação. A sedimentação pelítica foi substituída por um longo período de sedimentação química, representado por dolomitos na base e formações ferríferas bandadas no topo da Formação Córrego do Tatu (Figura iv).

2.2 Metamorfismo

Jost & Fortes (2001) resumem o metamorfismo regional nos três greenstone belts da porção norte, Crixás, Pilar e Guarinos. Segundo os autores, as rochas metamórficas de baixo grau são mais facilmente reconhecidas no Greenstone Belt Crixás. Estruturas e texturas primárias reliquias preservadas estão presentes em rochas metavulcânicas da base da sequência estratigráfica, dentre elas, destacam-se as texturas culmuláticas e spinifex em komatiitos da Formação Córrego Alagadinho e lavas almofadadas em basaltos da Formação Rio Vermelho.

O metamorfismo regional produz uma similar assembleia mineral nos três *greenstone belts* da porção norte. As rochas metavulcânicas máficas que compõem a base das sequências apresentam assembleia metamórfica de ferro-tschermakita e

andesina em fácies anfíbolito, enquanto que as rochas metassedimentares da sequência superior apresentam assembleia de fácies xisto verde superior (Jost & Fortes 2001; Borges et al. 2021a e 2021b)

Os *greenstone belts* Faina e Santa Rita apresentam similaridades no metamorfismo regional em relação aos *greenstone belts* da porção norte. Borges et al. (2017) descrevem uma paragênese metamórfica formada por hornblenda-albita-epidoto nas rochas metavulcânicas da base da sequência estratigráfica, o que indica que essas rochas alcançaram fácies anfíbolito. A presença de actinolita, clorita e biotita é devido a substituição da hornblenda em processos de retro metamorfismo. Texturas primárias reliquias, tais como, culmulática, spinifex e lavas almofadadas são encontradas no Greenstone Belt Santa Rita, onde a última indica ambiente de vulcanismo sub-aquoso. As rochas metassedimentares da sequência superior apresentam uma assembleia mineral de clorita-carbonato ± biotita em fácies xisto verde. Assim como nos *belts* do norte, granada é observado próximo a regiões de falhas que cortam os metapelitos e parecem estar relacionadas a alteração hidrotermal (Bogossian et al. 2020).

2.3 Arcabouço Estrutural

Os *greenstone belts* da porção sul, Faina e Serra de Santa Rita, apresentam uma complexa evolução estrutural, que envolve múltiplas fases deformacionais com caráter progressivo. Os primeiros trabalhos sobre geologia estrutural foram realizados por Teixeira (1981), Tomazolli & Nilson (1986) e Resende (1999). Eles definiram quatro fases deformacionais, (D1-D4).

A fase D1 é caracterizada por dobras isoclinais com eixo mergulhando em baixo ângulo para oeste, com direção variando entre 290°-260°, e formação de xistosidade plano axial, normalmente paralela a S_0 . A fase D2 também é caracterizada pela formação de dobras isoclinais de eixo mergulhando cerca de 15° para 300°-320° no *greenstone belt* Santa Rita e direção de 330° no *greenstone belt* Faina. Associada a essa fase existe um foliação plano axial considerada a foliação principal presente nas sequências supracrustais. A fase D3 é responsável pela formação de planos de crenulação, eixos de crenulação e dobras suaves a abertas de baixo ângulo e direção NS, sem a formação de uma superfície axial penetrativa. A fase D4 é considerada a última fase deformacional, exceto Resende (1999) que descreve apenas as fases D1-D3. É

representada por outra fase de crenulação, ondulações suaves e perturbações locais, com eixos de dobra e crenulação de baixo ângulo e orientação NS.

O Trabalho Final de conclusão de curso realizado pelos estudantes e professores da Universidade de Brasília no ano de 2014 no *greenstone belt* Faina e parte do *greenstone belt* Santa Rita, contribuiu na evolução do conhecimento geológico da área. Eles consideraram 3 eventos deformacionais (E1-E3) divididos em 7 fases (D1-D7), sendo que o primeiro evento (E1) contém as cinco primeiras fases (D1-D5). As fases D6 e D7 foram geradas nos eventos E2 e E3 respectivamente. O evento E1 tem uma maior representatividade na área e é responsável por uma deformação progressiva composta por cinco fases deformacionais. Esse evento atinge tanto os *greenstone belts* como os complexos granito-gnaissicos adjacentes, sendo considerado o evento que colocou ambos em contato. A Fase D1 é representada por dobras isoclinais (F1) de escala decamétrica a quilométrica, com foliação plano axial penetrativa (S1), além de lineações de estiramento (Le) e *rods* de quartzo com orientação EW e mergulho de baixo ângulo para oeste. Também foram descritas zonas de cisalhamento NW com desenvolvimento de foliação milonítica com transporte tectônico de sudeste para nordeste. A deformação progride para a fase D2 que é representada por dobras abertas, assimétricas, com vergência para nordeste. Desenvolve uma foliação plano axial (S2) de alto ângulo com mergulho para SW, e lineação de intersecção entre S1 e S2 com direção NW-SE, mergulhando para ambos os lados devido interação de fases deformacionais posteriores. A Fase D3 tem expressão regional e é representada pela Falha de Faina, onde foi interpretada como falha de rasgamento com movimentação dextral, podendo ser vista em escala regional, como mostra o mapa da Figura iv. As fases D4 e D5 são representadas por mesodobras simétricas, abertas a suaves, com desenvolvimento de lineação de crenulação EW e NS respectivamente. O Evento E2, responsável pela fase D6, é interpretada como um evento de compressão EW e rotação das estruturas do evento E1. O evento E3 tem caráter extensional e rúptil, é responsável pela formação de falhamentos descritos como brechas e falhas normais.

Bogossian *et al.* (2020) sumariza a evolução estrutural do *greenstone belt* Faina em quatro eventos deformacionais (D1-D4). D1 é descrito como a formação de dobras isoclinais e foliação superfície axial (S₁) paralela a S₀. O evento deformacional D2, interpretado como responsável pela mineralização aurífera no *greenstone belt*, é descrito como dobras isoclinais a apertadas, formação de clivagem plano axial S₂ com mergulho

para sul, e lineação de intersecção L_2 entre os planos S_1 e S_2 . Também são descritas em D2 lineações de estiramento mineral com leve caimento para oeste, interpretada como sendo um vetor que indica transporte tectônico para leste. O evento D3 é relacionado a zonas de cisalhamento NW de caráter dextral com formação de milonitos LS. O Evento D4 é relacionado a estruturas rúpteis como falhas reversas e brechas de direção EW.

2.4 Falha de Faina

Danni *et al.* (1981) e Teixeira (1981) consideravam as sequências supracrustais de Faina e Santa Rita como únicas, e que foram separadas por uma falha direcional denominada Falha de Faina. A Falha de Faina é uma estrutura NE que se estende por aproximadamente 180 km a partir do limite oeste do complexo Uvá até a porção sul do Greenstone Belt Crixás. No passado, a Falha de Faina era interpretada como um dos desmembramentos (*splay*) do lineamento neoproterozóico conhecido como Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil. Esse lineamento é responsável pela colagem das rochas juvenis neoproterozóicas junto a porção sudoeste do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás, especificamente o limite oeste do complexo Uvá. Trata-se de uma estrutura transcorrente de direção NS e movimentação sinistral, com inúmeros ramos secundários com orientação NNW e NNE (Jost *et al.* 2005).

No entanto, Resende *et al.* (1998) consideraram os contrastes na sedimentação nos dois *greenstone belts* e interpretaram a Falha de Faina como uma possível falha de crescimento sin-sedimentar, ou até mesmo uma falha transformante durante a formação de um rift, o que levou a interpretação de que a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e suas ramificações teriam idade Paleoproterozoica e que foram ativadas no Meso- e Neoproterozóico. Eles também sugeriram que essa deformação foi responsável pelo transporte tectônico da Sequência Serra do Canta Galo sobre o *greenstone belt* Santa Rita.

Jost *et al.* (2005) descrevem a atitude média da falha $305/45^0$, com variações para mergulhos mais altos. Deslocamentos entre segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, dos *greenstone belts* Faina e Santa Rita, e de enxame de diques máficos do complexo Caiçara indicam um comportamento dextral da falha. Diferente das interpretações anteriores, eles identificaram que a Falha de Faina causa deslocamentos significativos em segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo

Brasil, o que leva a crer que a Falha de Faina é mais nova. No entanto, o rejeito horizontal causado pela falha nos *greenstone belts* Faina e Santa Rita é da ordem de 7 Km, enquanto que nos segmentos da zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil não ultrapassam 800 m. Araújo *et al.*, (2002) descrevem uma idade U-Pb SHIRIMP de 542 ± 4 Ma para cristalização do granito Messianópolis, que é relacionado as últimas movimentações da falha Moiporá-Novo Brasil.

2.5 Natureza dos depósitos de ouro e ocorrências

Os *greenstone belts* presentes no Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás apresentam uma variedade de depósitos e ocorrências de ouro (Figura iii), que diferem em estilo, mineralogia, rocha hospedeira e assembleia de alteração hidrotermal. Dentre eles há *paleoplacer*, depósitos singenéticos e epigenéticos. Os depósitos epigenéticos representa os principais depósitos de ouro do terreno, enquanto que os depósitos singenéticos e *paleoplacer* tem seus recursos e reservas ainda pouco estudados. Neste item serão abordados apenas os depósitos de ouro epigenético presente nos *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita.

2.5.1 Depósitos Epigenéticos de Ouro

O *greenstone belt* Crixás possui o segundo maior depósito do tipo *gold-only* da Faixa Brasília e o maior do Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás, no qual apresenta uma reserva total de 70 toneladas de ouro, com teor médio de 5 g/t (Jost *et al.* 2014). Sua produção foi iniciada no início da década de 80 pela Mineração Serra Grande, e perdura até os dias de hoje com propriedade da Anglo Gold Ashanti Brasil. Nos *greenstone belts* Pilar de Goiás e Guarinos a Mineração Mottita S.A. não obteve tanto sucesso, no entanto, a exploração durou por cerca de 30 anos.

Os depósitos Antena, Sertão e Cascavel são os melhores exemplos de depósito de ouro hospedado em veio de quartzo presente no *greenstone belt* Faina. No início da década de 80, garimpeiros iniciaram trabalhos nas antigas galerias abandonadas pelos Bandeirantes. No ano de 2012 a equipe de exploração da Orinoco Brasil Mineração Ltda. assumiu as pesquisas na região, denominada de alvo Curral de Pedra, onde hoje

opera a mina Cascavel. Durante o período de 2000 a 2007 a Sertão Mineração Ltda. produziu cerca de 250.000 onças de ouro nas minas Antena e Sertão.

2.5.2 Sistema de veios Cascavel-Mestre

O alvo compreende dois sistemas de veios de quartzo mineralizados em ouro, denominados Cascavel-Mestre e Cuca, que estão concordantes com a zona de cisalhamento de direção N60°-40°W/25°SW. Eles estão localizados em andares estruturais diferentes, onde o sistema de veios Cascavel-Mestre está acima do sistema de veio Cuca. Ambos estão hospedados em um quartzito feldspático cisalhado de granulometria média a fina, separados por uma camada de metadolomito que varia de 2 a 40 m de espessura. Também ocorrem teores de ouro não econômicos, em biotitas xistos e xistos carbonosos presentes no topo do quartzito que hospeda o depósito Cascavel e na base do quartzito que hospeda o depósito Cuca. O ouro está hospedado em veios de quartzo como grãos de ouro livre com formato anedral a bolha, onde a razão Au/Ag varia entre 989 e 993 (Bogossian *et al.* 2020). No depósito Cascavel, a alteração hidrotermal nas paredes do quartzito feldspático apresenta um zoneamento espelhado ao redor do sistema de veios. Bogossian *et al.* (2020) define a zona de alteração hidrotermal em proximal, intermediária e distal.

O halo de alteração proximal é composto por mica branca, quartzo branco, feldspato alcalino biotita e pirita. Varia entre 5 a 50 cm de espessura e se apresenta como uma envoltória de formato irregular ao redor do veio mineralizado, grão finos de ouro livre, com tamanho > 0,3 mm, ocorrem disseminado na zona de alteração que bordejia o veio. A zona intermediária varia entre 5cm a 15 m, composta por quartzo, biotita, feldspato alcalino e fuchsite. A transição entre a zona proximal e intermediária é marcado pela presença de fuchsite. A zona distal é definida por uma assembleia mineral de quartzo-moscovita-feldspato alcalino e em menor quantidade pirita. Sua espessura pode variar de 5-30 m a partir do veio mineralizado. A transição entre o halo distal e proximal é marcado pela ausência da fuchsite.

Estudos de geotermometria realizados por Bogossian *et al.* (2020) revelaram que, em cloritas derivadas de biotita xisto metamórfico a temperatura de formação tem um intervalo entre 335-380 °C, com média de 362 ± 10 °C. Clorita derivadas do hidrotermalismo apresentam valores entre 397-413 °C com média de 406 ± 4 °C na

zona intermediária, e na zona mineralizada valores entre 391-428 °C e média de 417 ± 11 °C.

2.5.3 Depósito Sertão

A mineralização de ouro no depósito Sertão ocorre em veios de quartzo hospedados em zonas de alta deformação, em camadas de xistos carbonosos e formações ferríferas bandadas presentes nos dolomitos da Formação Córrego do Tatu. O corpo principal está hospedado dentro de um xisto carbonoso, no qual o ouro ocorre tanto no veio de quartzo como disseminado na zona de alteração hidrotermal proximal ao veio (Bogossian *et al.* 2020). É também descrito que o veio mineralizado em ouro, presente dentro do xisto carbonoso, é composto por uma assembleia mineral de quartzo-siderita-mica-pirita-arsenopirita-calcopirita-mica branca, variando entre 0,5-1,5 m de espessura. O halo de alteração hidrotermal consiste de quartzo-clorita-anquerita-pirita na zona distal e mica branca-quartzo-siderita-pirita-arsenopirita ± calcopirita na zona proximal, no qual a espessura varia entre 0,1-4 m e 0,5-2,0 m respectivamente. Ao contrário do depósito Cascavel, o ouro dificilmente ocorre de maneira ‘livre’, e está em equilíbrio com a arsenopirita como inclusões, grãos anedrais e raramente preenchendo fraturas (Bogossian *et al.* 2020).

Segundo Bogossian *et al.* (2020), a temperatura de precipitação da arsenopirita que está em equilíbrio com ouro e pirita, apresenta valores entre 300-480 °C, com fugacidade de enxofre variando entre -9,5 a -5,0. Em cloritas presentes em veios de quartzo do halo de alteração proximal, geraram valores entre 362-286 °C, com média de 377 ± 5 °C. A razão Au/Ag varia entre 929 a 956.

2.5.4 Depósito Antena

Não há estudos detalhados sobre o depósito Antena, e todos os dados foram obtidas através de pesquisas exploratórias, incluindo mapeamento geológico e sondagem. O depósito está localizado na porção central do *greenstone belt* Faina, próximo a falha de empurrão que coloca o segundo ciclo sedimentar sobre o primeiro ciclo. A mineralização de ouro ocorre em zonas de alta deformação que cortam clorita-quartzo-carbonato xistos da Formação Fazenda Tanque. O pacote de xisto que hospeda o minério está entre duas camadas de talco xisto, as quais são interpretadas como lascas

do empurrão. O ouro ocorre associado a arsenopirita presente em veios de quartzo e disseminado na zona de alteração proximal ao veio mineralizado. O veio é composto por quartzo-mica branca-clorita-arsenopirita \pm pirita. A zona de alteração proximal apresenta assembleia mineral de mica branca-clorita-anquerita-arsenopirita-pirita e pode chegar até 20 metros de espessura. Os cristais de anquerita apresentam formato sigmoidais e estão deformados segundo a foliação principal, os cristais de arsenopirita estão orientados segundo a lineação regional.

3. Referências Bibliográficas

Almeida B.S., 2006. Mineralização aurífera, alteração hidrotermal e indicadores prospectivos do Corpo Palmeiras, greenstone belt de Crixás, Goiás. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, IG, UFRGS, 88 p.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth-Science Reviews* 17 (1), 1-29.

Araújo, J.G., Pimentel, M. M., & Richard, A. (2002). Idade e significado do sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil no Arco Magmático de Goiás: novos dados U-Pb SHIMP e Sm-Nd. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. p. 486.

Araújo Filho, J.O., 1999. Structural Characteristics and Tectonic Evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil. University of Illinois at Urbana-Champaign, USA, p. 433. Ph.D. Thesis.

Baeta Jr., J. D. A.; Moreton, L. C.; Souza, J. O., 1999. Goiás - Folha SD.22-Z-C-V: escala 1:100 000. Brasília, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos).

Beghelli Jr, L.P., Matteini, M., Toledo, C.B.L., Dantas, E.L., 2012. Charnockitos e ortognaisses da porção centro-oeste do Bloco Arqueano de Goiás: Dados geoquímicos e isotópicos. Instituto de Geociências, Campus Darcy Ribeiro, Universidade de Brasília, 70910-900, Brasília, DF, Brasil.

Bevilaqua, F.A., Fuentes, D.B.V., Kramer, E.V., 2008. Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.

Blum, M.L.B., Moraes, R.A.V., Pires, A.C.B., Jost, H., 2003. Caracterização dos complexos ortognaissicos arqueanos de goiás por gamaespectrometria aérea. *Rev. Bras. Geociên.* 33, 147–152.

Bogossian, J., Hagemann, S.G., Rodrigues, V.G., Lobato, L.M., 2020. Hydrothermal alteration and mineralization in the Faina greenstone belt: evidence from the Cascavel and Sertão orogenic gold deposits. *Ore Geology Reviews*, Vol. 119, 103293.

- Borges, C. C. A.; Toledo, C. L. B.; Silva, A. M.; Chemale Jr., F.; Jost, H.; Lana, C. C., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: Evidences for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precambrian Research*, Vol. 292, p. 350-377, 2017
- Borges, C.C.A.; Toledo, C. L. B.; Silva, A. M.; Chemale Jr. F.; Santos, B. S.; Figueredo, F. L.; Zacchi, E. N. P., 2021a. Unraveling a hidden Rhyacian magmatic arc through provenance of metasedimentary rocks of the Crixás greenstone belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, Vol. 353, 106022.
- Borges, C.C.A.; Toledo, C. L. B.; Silva, A. M.; Kirk, J.; Ruiz, J.; Chemale Jr. F.; Souza, R. G.; Santos, B. S.; Campos, M. P.; Campos, L. M.; Santos, A. M., 2012b. Archean to Paleoproterozoic evolution of the Crixás greenstone belt, Central Brazil: Insights from two contrasting assemblies of metaigneous rocks. *Lithos*, Vol. 404-405, 106493.
- Brod, J.A. (1988). Geologia das rochas vulcano-sedimentares da região de Indianópolis, GO e lineamentos adjacentes. MSc Dissertation, UnB, Brasília, 267 p.
- Brod, J.A. and Jost, H. (1991). Características estruturais, litológicas e magmáticas da zona de cisalhamento dúctil do Rio Traíras, Bloco do Complexo de Niquelândia, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 21, 205-217.
- Brod, J.A. and Jost, H. (1994). Revisão estratigráfica da região de Indianópolis, Anais, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG, 138-141.
- Brito Neves, B.B. and Cordani, U.G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.* 53, 23–40.
- Campos, D.S., Silva, A.M., Toledo, C.L.B., Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Araújo, K.C., 2017. Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina Greenstone Belt, Brazil, using multiple data sets. *Brazilian Journal of Geology* 47 (4), 561-590.
- Carvalho, M.T.N. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicada à prospecção de ouro nos Greenstone Belts de Pilar de Goiás e Guarinos, Go. Instituto de Geociências, dissertação de mestrado, UnB, Brasília 1999, 190 p.
- Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Jost, H., 2013. Formação Arraial Dantas: Depósito aurífero detrítico glaciêno do greenstone belt de Faina, Goiás. In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado.
- Cordeiro, P.F.O. and Gouveia, C.G. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continente-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research* 298, 403-420 p.
- Corrêa da Costa, P.C., (2003). Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 151 pp.
- Danni, J.C.M. and Leonardos, O.H. (1978). As sequencias granulítica, anortositica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia-Goiás. Resumos, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 45.

Danni, J.C.M and Ribeiro, C.C., (1978). Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcanossedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, v. 2, p.582-596.

Danni, J. C. M., Dardene, M. A., Fuck, R. A., 1981. Geologia da Serra da Santa Rita e Seqüência Serra do Cantagalo. In: Simpósio Geologia Do Centro-Oeste, 1. Goiânia, 1981. Atas. Goiânia, SBG, p. 265-280.

Danni, J.C.M., Jost, H., Winge, M. e Andrade, G.F., 1986. Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina. Anais, XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG, 570-584.

Dardenne, M. A. (2000). The Brasília fold belt. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 231–263.

Dardenne M.A., Campos J.E.G., Alvarenga C.J.S., Martins F.A.L., Botelho, N.F., 1999. A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste e Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, Atas, p. 100.

Dardenne, M.A. and Schobbenhaus, C. (Org). As faixas dobradas do Neoproterozóico e as coberturas sedimentares correlatas. In: Metalogênese do Brasil, CPRM, Ed. Universidade de Brasília-Brasil, 2001, 392p.

DellaGiustina, M.E.S., Oliveira, C.G., Pimentel, M., Buhn, B., 2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: new LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. Precambrian Research 172, 67-79.

Ferreira Filho, C.F. (1994). The Niquelândia mafic-ultramafic layered intrusion, north Goiás, Brazil: petrology, age and potencial for PGE ore deposits. PhD Thesis, Univ. of Toronto, Toronto, 270p.

Ferreira Filho C.F., Kamo S.L., Fuck R.A., Krogh T.E., Naldrett A.J., 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. Precambrian Research, 68:241-255.

Ferreira Filho C.F., Moraes R.M., Fawcett A.J., Naldrett A.J., 1998. Amphibolite To Granulite Progressive Metamorphism In The Niquelandia Complex Central Brazil: Regional Tectonic Implications. Journal of South American Earth Sciences, 11:35-49.

Ferreira Filho C.F. and 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, 13:647-659.

Ferreira Filho, C.F., Pimentel, M.M., de Araujo, S.M., Laux, J.H., 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. Precamb. Res. 183, 617–634.

Figueiredo, J.A.; Leão Neto, R.; Valente, C.R., 1981. Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmerópolis Goiás. *Atas, I Simpósio de geologia do Centro-Oeste, Goiânia*, 422-441p.

Fortes P.T.F.O. (1996). Geologia do depósito aurífero Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt Crixás, Goiás. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.

Fortes P.T.F.O., Chieilletz A., Giuliani, G, Fréraud, G., 1997. A Brasiliano age (500±5 Ma) for the Mina III gold deposit, Crixás Greenstone Belt, central Brazil. *Int Geol Ver* 39:449-460.

Fuck, R.A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais..., p. 184-187.

Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Winge, M., Andrade J.F., Barreira, C.F., Leonardos, O.H. and Kuyumjian, R.M., 1981. Geologia da região de Goianésia. *Atas, I simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG-NCO*, 447-467.

Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages of basement rocks of the Tocantins Province. In: Symposium of isotope geology, 3, 2001, Pucón, Chile. *Proceedings...Chile*, 311-313 p.

Fuck, R.A., Jardim de Sá E.F., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Pedrosa Soares A.C., 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Craton do São Francisco*. SBG, Núcleos Bahia e Sergipe, pg. 161-185.

Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley, New York.

Jost, H., Carmelo, A.C. and Menezes, P.R., 1994a. Litologias, relações de contato e estruturas do Bloco do Caiamar, Crixás, Goiás. *Resumos Expandidos, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG*, 18-20.

Jost, H., Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Martins, R., 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. In: Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, Belo Horizonte, CPRM, pp. 141-168.

Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, R.A., 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 201-212.

Jost, H. & Fortes, P.T.F.O., 2001. Gold deposits and occurrences of the Crixás Goldfield, central Brazil. *Mineralium Deposita* 36:358-376.

Jost, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan, C.C., Rezende, D.B., Santos, E., Portela, J.F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E., 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uv, Bloco Arqueano de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 559-572.

Jost, H., Kuyumjian, R.M., Freitas, A.L.S., Costa, A.L.L., Nascimento, C.T.C., Vasconcelos, F.M., Galotti, L., Martins, M.C.A., Carvalho, M.N., Condé, V.C., 1995.

Geologia da porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 51-60.

Jost, H. and Oliveira, A.M., (1991). Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 4, 201 -214.

Jost, H.; Vargas, M.C.; Gugelmin, V., Oliveira, S.R.M., 1989. Sequência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozóico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:283-289.

Jost, H., Vargas, M.C., Fuck, R.A., Kuyumjian, R.M. e Pires, A.C.B., 1994b. Relações de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moquém, Crixás e Goiás. *Resumos Expandidos, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG*, 15-17.

Lacerda H. (1991). Gold in Central Brazil. In: E.A. Ladeira (Ed.) *Brazil Gold 91*, Belo Horizonte, Balkena, p. 195-202.

Leão Neto, R. and Olivatti, O. (1983). Projeto Palmeirópolis – Etapa Preliminar. DNPM-CPRM, Goiânia, 145p.

Magalhães L.F. (1991). Cinturão de cisalhamento de empurrão Córrego Geral-Meia Pataca: geologia, deformação, alteração hidrotermal e mineralizações auríferas associados, Crixás, Goiás. MSc Thesis, University of Brasília.

Mantovani, M. S. M. and Brito Neves, B. B., 2005. The Paranapanema lithospheric block: its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. *Gondwana Research*, 8, 303–315.

Marini Q..J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Logécio S.O.C., Ramalho R., 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o maciço Mediano de Goiás. In: C. Schobbenhaus Filho, D.A. Campos, G.R. Derzy, H.E. Asmus (editores) *Geologia do Brasil — Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, 1:2.500.000. MME/DNPM, Brasília, pp. 251-303

Martins F.A.L. (1999). Análise faciológica e estratigráfica do PaleoMesoproterozoico: Sequência Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Goiás. *Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília*, 137 p.

Massucato A.J. (2004). Aspectos estruturais do greenstone belt de Crixás. *Relatório de Geologia Estrutural. AngloGold Ashanti Mineração Ltda., Relatório Interno*, 34 pgs.

McClay, K.R. 1987. *The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook. Open University Press, Milton Keynes*. 161pp.

Moraes, R. (1992). Metamorfismo e deformação da sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás, e geoquímica de seus anfíbolitos. MSc. *Dissertation, UnB, Brasília*, 171p.

Moraes, R. and Fuck, R.A. (1992a). As relações entre deformação e metamorfismo das sequências Juscelândia e Serra da Malacacheta, Complexo Barro Alto. *Anais, XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG*, 2, 27-28.

Moraes, R. and Fuck, R.A. (1994). Deformação e metamorfismo das sequências Juscelândia e Serra da Malacacheta, Complexo barro Alto, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24, 189-197.

Nascimento, F.S., Veloso, F.D.L.M. and Sabóia, L., 1981. Caracterização e discussão sobre sequência vulcano-sedimentar da borda oeste do Maciço de Niquelândia (oeste do rio Traíras). Atas, I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, SBG, 470-492

Pimentel, M.M., Filho, C.F.F., Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: meso- (1.25 Ga) and neoproterozoic (0.79Ga) extensional events in central Brazil. *Precamb. Res.* 132, 133–153.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Alvarenga C.J.S., 1996. Post Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of the Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, 80:217-38.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 195–229.

Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, 345–357.

Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R., 2003 Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of SHRIMP U-Pb and Sm-Nd geochronological studies. *Precambrian Research* 125, 245-273.

Pulz G.M. (1990). Geologia do depósito aurífero tipo Maria Lázara (Guarinos, Goiás). Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 139 p.

Pulz G.M. (1995). Modelos prospectivos para ouro em greenstone belts: o exemplo do depósito Maria Lázara, Guarinos e Ogo, Pilar de Goiás. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília.

Potrel, A.; Resende, M. G.; Jost, H., 1998. Transition in acid magmatism during Archaean: example of granitegneissic basement of the Goiás Massif. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte, 1998. Anais. Belo Horizonte, SBG, p.69.

Profumo, J.J.L. (1993). Alteração hidrotermal das rochas ultramáficas e máficas do greenstone belt de Goiás Velho, GO. Unpublished Masters Thesis, Universidade de Brasília, 143 pg.

Queiroz, C.L. (1995). Caracterização dos domínios estruturais e da arquitetura do Greenstone belt de Crixás, Goiás. MSc Thesis, University of Brasília.

- Queiroz, C.L. (2000). Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Crixás, Brasil Central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209 pp.
- Queiroz, C.L., Jost, H., da Silva, L.C., McNaughton, N.J., 2008. U-Pb SHRIMP and SmNd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean Terrain. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 100–124.
- Queiroz, C.L., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Jost, H., Barley, M.E., 2000. Polymetamorphic history of the Crixás-Açu Gneiss, Central Brazil: SHRIMP U-Pb evidence from titanite and zircon. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):040-044.
- Resende, M.G. and Jost, H. (1994). Redefinição da Formação Aimbé, greenstone belt de Guarinos, Goiás, e sua interpretação paleogeográfica e paleotectônica. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste* 17, 49-56.
- Resende, M.G. and Jost, H. (1995a). Petrogênese de formações ferríferas e metahidrotermalitos da Formação Aimbé, Grupo Guarinos (Arqueano), Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 41-50.
- Resende, M.G., Jost, H., Lima, B.E.M., Teixeira, A.A., 1999. Proveniência e idades-modelo Sm-Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geologia* 29, 281-290
- Resende M.G., Jost H., Osborne G.A., Mol A.G., 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 77-94.
- Ribeira Filho, W. and Teixeira, N.A. (1981). Sequência Vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Canabrava. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Centro-Oeste*, 10, 157-177.
- Rodrigues V.G. (2011). Geologia do depósito aurífero do Caiamar, greenstone belt de Guarinos: um raro depósito associado a albitito sódico. Dissertação de Mestrado. IG/UnB, 79 pgs.
- Sabóia, L.A., (1979). Os greenstone belts de Crixás e Goiás, GO. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo* 9, 44-72.
- Sabóia, L.A. & Teixeira, N.A. (1983). Ultramafic flows of de Crixás greenstone belt, Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, 22, 23-40.
- Teixeira, A. S. (1981). Geologia da região de Goiás-Faina. In: Simpósio Geologia Centro-Oeste, n. 1. 1981, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1981, p. 344-360.
- Teixeira, N.A., Saboia, L.A., Ferreira, M.C.B., Teixeira, A.S., Castro, J.H.G., 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. SBG, Núcleo do Centro-Oeste, *Boletim Informativo* 10, 33-87.
- Tomazzoli, E.R. (1985). Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás - GO. Unpublished Masters Thesis, Universidade de Brasília, 206p.0

Tomazzoli, E.R. (1997). Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás. Unpublished Ph.D. Thesis, Universidade de Brasília, 285 p.

Toledo, C.L.B., Silva, A.M. et al., 2014. Trabalho Final de Graduação em Geologia da Universidade de Brasília (Projeto Faina-Goiás): Mapeamento geológico em escala 1:25.000 dos greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita.

Turner, F.J. and Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites: New York, McGraw-Hill Book Co., p. 545.

Valadares, D.M.P. and Lemos, M.V.F. (2008). Mapeamento Final de Graduação, 1:50.000, Projeto Mozarlândia, Goiás. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Relatório Interno.

Valeriano, C.M.; Pimentel, M.M.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H.; Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt Central Brazil and early assembly of Gondwana. Geol. Soc. Spec. Publ., 197–210

Vargas, M.C. (1992). Geologia das rochas granito-gnáissicas da região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 167p.

Yomaoka W.N.; Araújo E.M. (1988). Depósito de ouro da Mina III, Crixás Goiás, vol. 3. In: Principais Depósitos Mineraiis do Brasil, DNPM, pp 491-49.

4. CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO DE OURO NO GREENSTONE BELT FAINA, BRASIL CENTRAL

Kawinã Cardoso de Araujo ^{a*}, Catarina Labouré Bemfica Toledo ^a, José Oswaldo de Araújo Filho ^a, Marcelo Juliano ^b

^a Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, Brasil

^b Target, Goiânia

Resumo

O *greenstone belt* Faina está inserido no Domínio Crixás-Goiás, um dos principais componentes do Maciço de Goiás localizado na porção central da Faixa Brasília, no Brasil Central. A mineralização de ouro presente no *greenstone belt* é de natureza orogênica, fortemente controlada pelas estruturas tectônicas. A investigação das estruturas regionais distribuídas nos diferentes domínios do *greenstone belt* Faina, assim como as meso-estruturas presentes nos principais alvos e minas da região, permitiram a identificação de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados a um sistema de empurrões e dobramento regional. Através da análise descritiva e cinemática foi possível individualizar seis fases deformacionais sucessivas, geradas em pelo menos três eventos deformacionais distintos. O primeiro evento E₁, de provável idade Paleoproterozóica, é caracterizado por três fases deformacionais progressivas, D₁, D₂ e D₃, desenvolvidas em regime dúctil a dúctil-ruptil. A fase D₁ é marcada por xistosidade paralela ao acamamento sedimentar. As estruturas atribuídas à fase de deformação D₂ são as feições estruturais mais proeminentes do *greenstone belt* Faina. Elas foram geradas em regime dúctil e incluem dobramentos em todas as escalas (F₂), foliação plano axial (S₂), foliação milonítica (Sm₂), lineação de estiramento (Le₂) e lineação de intersecção (Li₂). Aliado a estas feições, foi ainda observado um sistema complexo de empurrões regionais, com direção NW-SE, aos quais estão associadas zonas de cisalhamento reversas, com indicadores cinemáticos indicativos de transporte tectônico de sul para norte. A Fase D₂ evolui para zonas de cisalhamento direcionais destrais de alto ângulo, com direção NW-SE, interpretadas como escape tectônico, durante a fase D₃. O evento E₂, de natureza ductil-ruptil, tem idade neoproterozoica e é caracterizado por duas fases deformacionais D₄ e D₅. A principal estrutura da fase D₄ é a Falha de Faina, que consiste em uma falha regional direcional dextra, com direção NE, que separa os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita. A fase D₅ é marcada por dobras suaves a abertas em todas as escalas, desenvolvidos em níveis crustais mais rasos e presente em toda a Faixa Brasília. O último evento E₃, representado pela fase D₆ de natureza rúptil, é caracterizado por brechas de direção EW a NE-SW. Os principais controles da mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina estão associados à fase de deformação D₂. Os empurrões regionais gerados durante essa fase funcionaram como condutos para migração de fluidos mineralizantes que se alojam em estruturas secundárias, onde a mineralização está associada a zonas de cisalhamento monoclinicas. A mineralização ocorre como ouro livre em veios de quartzo, concordantes com as zonas de cisalhamento D₂, com *plunge* paralelo à lineação de estiramento Le₂. Os veios mineralizados estão estruturados em rampas e patamares e a mineralização está concentrada em sombras de pressão de estruturas, que vão desde a escala regional até a escala microscópica.

Palavras chave: depósitos de ouro orogênico, controle estrutural de mineralizações, greenstone belt Faina

1. Introdução

Depósitos de ouro orogênico são característicos de ambientes tectonicamente ativos e se formam em vários estágios durante a orogênese colisional, podendo ter ou não influência de magmatismo (Groves *et al.*, 2018). Esses depósitos foram formados em inúmeros eventos na história da Terra, desde o Arqueano até o Fanerozóico (Goldfarb *et al.*, 2001). Os principais componentes para formação de depósitos de ouro orogênico são falhas ou zonas de cisalhamento de primeira-ordem de escala crustal-litosférica, capazes de canalizar a migração de fluidos auríferos que se depositam em estruturas de segunda-ordem, como charneiras de anticlinais e zonas de fraqueza de falhas, que normalmente estão localizadas em níveis crustais equivalentes a transição do domínio dúctil-ruptil, (Groves *et al.*, 2020). Ainda existem controvérsias sobre a fonte de fluidos e metais para formação de depósitos orogênicos. Groves and Santosh (2016) consideram que a fonte de fluidos para formação de depósitos de ouro orogênico é proveniente da desvolatilização de rochas durante a subducção. No entanto, existem alguns modelos que levam em consideração a influência de um sistema magmático ligado aos fluidos mineralizantes (Goldfarb *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2018).

No *greenstone belt* Faina a mineralização de ouro está hospedada em zonas de cisalhamento de segunda-ordem com direção NW-SE, que cortam rochas metassedimentares de diversos tipos. Essa região é explorada desde do século XVIII e XIX pelos bandeirantes, e sua pesquisa foi retomada na década de 1980 por empresas de mineração, Metais de Goiás S.A. (METAGO), Western Mining Co., Amazônia Mineração e Troy Resources Brazil respectivamente. No final da década de 1990, foram descobertas as minas da Sertão e Antena, depósitos de alto teor e baixo volume, mineradas entre o período de 2000 a 2007 pela Sertão Mineração LTDA. São minas a céu aberto onde a empresa minerou o perfil oxidado, lavrando mais de 250.000 onças em um teor médio de 24g/t. Em 2014, a empresa Orinoco Gold Mineração desenvolveu um projeto piloto de mina subterrânea no depósito Cascavel. Não há dados a respeito dos teores de ouro contido no depósito, mas é uma mina que foi descoberta pelos bandeirantes e retomado os trabalhos por garimpeiros modernos na década de 1980.

Neste artigo será apresentada a evolução estrutural, assim como a caracterização dos principais controles estruturais que levaram a deposição de ouro no *greenstone belt* Faina, com foco para as minas Cascavel, Sertão e Antena, ressaltando o importante

papel das estruturas como condutos de fluidos e deposição de ouro. Também serão discutidos os vetores prospectivos identificados nesta pesquisa, que podem contribuir para a identificação de novos alvos mineralizados no *greenstone belt* Faina. A metodologia utilizada foi mapeamento geológico em escala regional, local e de detalhe, junto com descrição de furos de sondagem e interpretação de imagens geofísicas e sensoriamento remoto.

2. Contexto Geológico

Os depósitos de ouro orogênico do *greenstone belt* Faina (GBF) estão localizados no terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás na porção norte da Faixa Brasília. A Faixa Brasília é um dos cinturões de dobramentos da Província Tocantins, que consiste em um extenso orógeno acrescionário gerado pela colisão dos crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema no Neoproterozóico, durante a formação do supercontinente Gondwana (Almeida *et al.* 1981).

A Faixa Brasília é composta por rochas arqueanas a mesoproterozóicas com alto grau de deformação, e metamorfismo variando de fácies xisto verde baixo a granulito. Ela é caracterizada por um cinturão de dobramento composto por *nappes* e falhas de empurrões com vergência para oeste, em direção ao cráton São Francisco-Congo (Fuck, 1994; Dardene, 2000). Sua compartimentação tectônica é marcada por duas ramificações de orientação distintas: o segmento setentrional com direção NE-SW e o segmento meridional com direção NW-SE. A porção central, nomeada de Sintaxe dos Pirineus, está transposta transversalmente por um corredor central de cisalhamento aproximadamente EW, com cisalhamento regional predominantemente dextral, mas com corredores internos sinistrais (Araújo Filho, 1999; 2000).

A porção norte da Faixa Brasília é composta, de oeste para leste, pelas seguintes unidades geológicas (Figura 1a): i) arco magmático juvenil de idade Neoproterozóica (Pimentel, *et al.*, 2000); ii) o Maciço de Goiás constituído de rochas arqueanas a mesoproterozóicas distribuídas em quatro domínios tectônicos: Domínio Crixas-Goiás, Domínio Campinorte, Domínio Cavalcante -Arraias e Domínio Almas -Conceição do Tocantins (Cordeiro & Gouveia, 2017); iii) uma sequência de rochas metassedimentares

de baixo grau, estruturada em um sistemas de empurrões e dobramentos com vergência para o Cráton do São Francisco-Congo (Pimentel *et al.*, 2011; Valeriano *et al.*, 2008).

O *greenstone belt* Faina está localizado no domínio Crixás-Goiás (Figura 1), na porção sul do Maciço de Goiás (Cordeiro & Gouveia, 2017). O Domínio Crixás-Goiás aflora em uma área de aproximadamente 50.000 Km² e é constituído por típica associação de complexos granito-gnaiss e *greenstone belts* (Pimentel *et al.*, 2000). Consiste em 80% de complexos Arqueanos TTG's (Queiroz *et al.*, 2008), e 20 % de sequencias do tipo *greenstone belts* dispostos em faixas alongadas e irregulares com direção predominantemente NW-SE, constituídas por rochas metavulcânicas e metassedimentares metamorfizadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito inferior (Pimentel *et al.*, 2000). Na porção norte do terreno ocorrem 4 complexos TTG's, que de sul para norte, são classificados como Anta (Vargas, 1992), Caiamar (Jost *et al.*, 1994a), Moquém (Danni & Ribeiro, 1978; Jost *et al.*, 1994b) e Hidrolina (Danni *et al.*, 1986), separados pelos *greenstone belts* de Crixás, Pilar e Guarinos (Pimentel *et al.*, 2000). Na porção sul, ocorrem dois complexos TTG's nomeados de Caiçara e Uvá, separados pelos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita (Jost *et al.*, 1999) (Figura 1b).

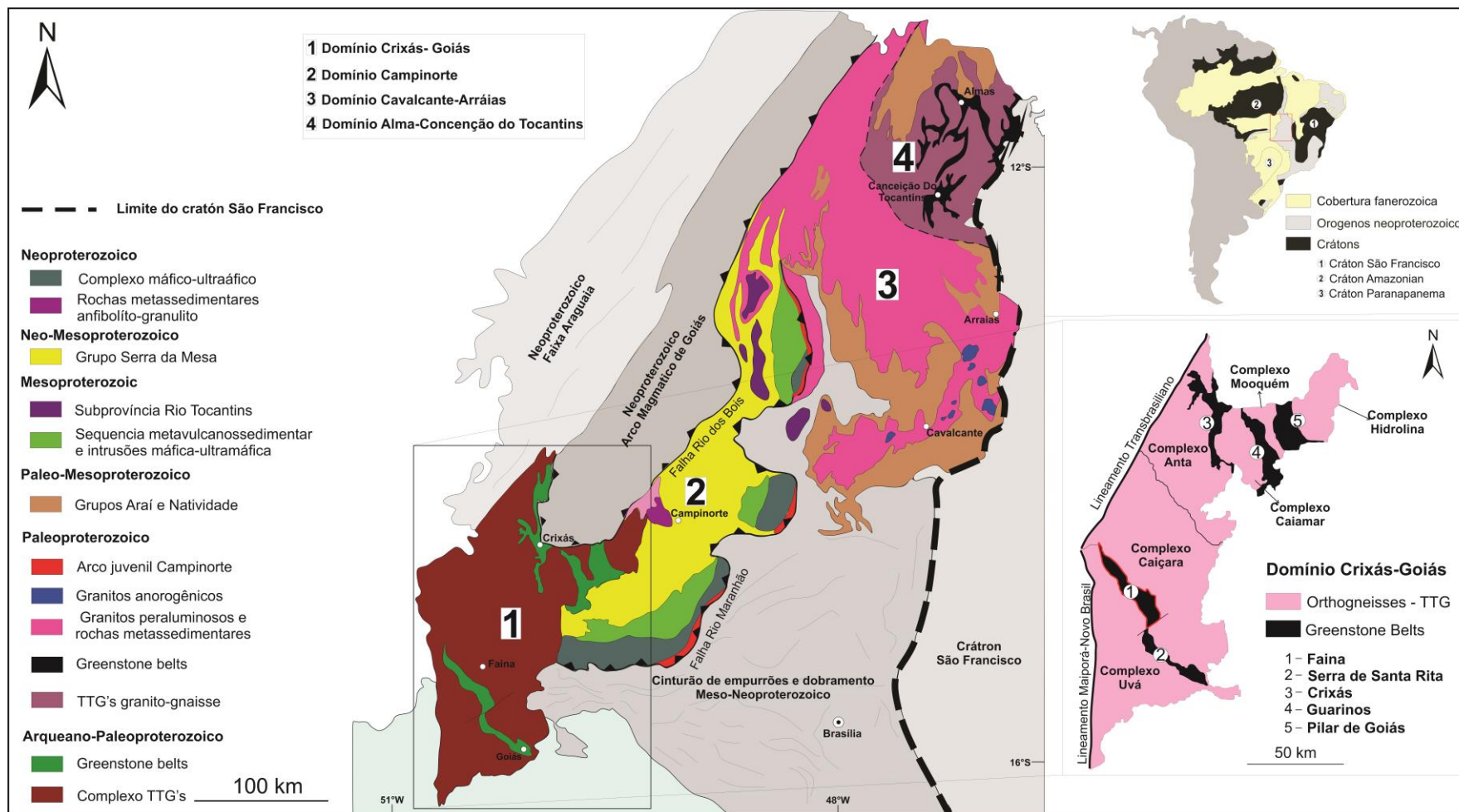


Figura 1. (a) Mapa Geológico da porção setentrional da Faixa Brasília com a localização do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Cordeiro & Gouveia, 2017). (b) Mapa geológico com as subdivisões do Domínio Crixás-Goiás, modificado (Pimentel et al., 2004).

2.1 Geologia do greenstone belt Faina

Os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita são constituídos por uma sequência metavulcanossedimentar, na base, e por uma sequência metassedimentar no topo, separadas por uma inconformidade. Estão estruturados em um sinclínrio NW-SE, com aproximadamente 150 km de comprimento e 7 km de largura em média, separados pela Falha de Faina de direção N30E (Figura 2). São dominados por zonas de cisalhamento que obliteram quase por completo as estruturas pretéritas e geram uma forte lineação de estiramento e dobras de flanco rompido que apresentam vergência para norte. O contato com os complexos granito-gnáissicos adjacentes (Complexos Caiçara e Uvá) são tectônicos e marcados por falhas de empurrão com vergência para nordeste (Figura 2), que obliteram parcialmente a arquitetura original destas faixas (Resende *et al.* 1998). A norte, o contato dos *greenstone belts* com complexo Caiçara é marcado pela falha de empurrão Jeriacoara e, a sul, pela falha de empurrão Lua Nova (Figura 2). A falha de empurrão Antena separa os dois ciclos sedimentares.

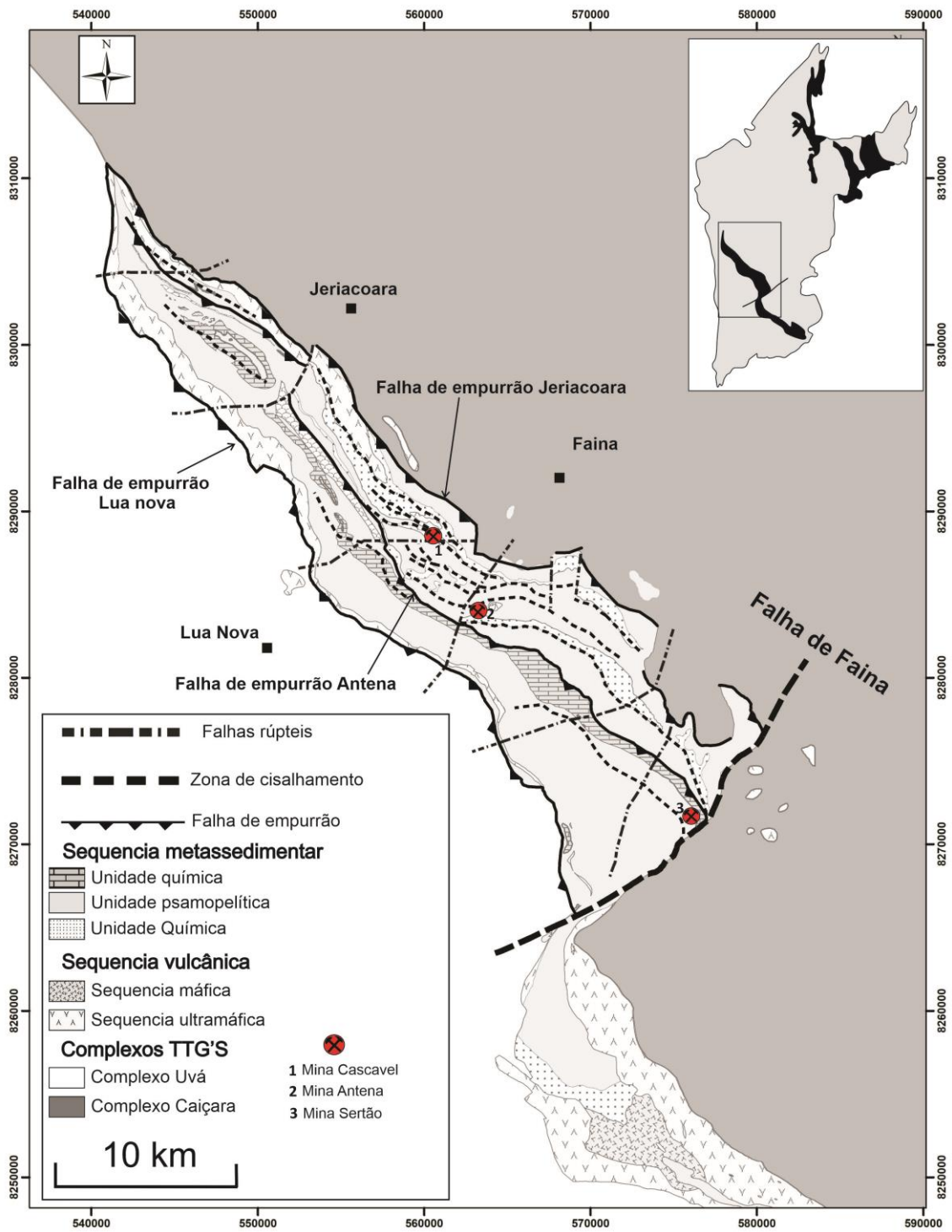


Figura 2. Mapa geológico dos greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita, (modificado de Toledo et al. 2014). Em destaque os depósitos Cascavel, Sertão e Antena e a Falha de Faina.

2.5.1 Sequência metavulcanossedimentar

A sequência metavulcanossedimentar é constituída por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas intercaladas localmente com xistos carbonosos e metacherts (Resende *et al.* 1998;1999). As rochas metavulcânicas ultramáficas estão presentes na base da sequência vulcanossedimentar, e consistem em serpentinitos e xistos com quantidades variáveis de clorita, tremolita, talco, carbonato e pirita. As texturas primárias estão localmente preservadas e incluem lavas almofadadas, disjunções poliedrais e relictos de estruturas *spinifex* e cumulática (Danni *et al.* 1981; Tomazzoli 1985; Teixeira 1991 e Borges *et al.* 2017). As rochas ultramáficas tem filiação komatítica e assinatura geoquímica semelhante aos boninitos e são interpretados como derrames extrudidos em ambiente de ante-arco nos estágios iniciais de desenvolvimento de um arco intra-oceânico mesoproterozoico (Borges *et al.* 2017). O topo da sequência vulcanossedimentar, consiste de rochas vulcânicas máficas transformadas em xistos máficos e anfibolitos finos, intercalados com finas camadas de metatufos feldspáticos, metapelito carbonoso e metacherts na porção inferior. Com base na assinatura geoquímica das rochas máficas, foram identificados dois grupos distintos de anfibolitos na Formação Digo-Digo. Os basaltos do tipo 1 são toleíticos e se assemelham aos basaltos de bacias de *back-arc*, enquanto os basaltos do tipo 2 apresentam elevados teores de Nb e se assemelham aos basaltos enriquecidos em Nb (*Nb-enriched basalts-NEB*) que ocorrem em associação com adakitos em alguns arcos de ilhas fanerozóicos. As idades LA-ICP-MS U-Pb em zircão obtidas para as rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas são mesoarqueanas, em torno de 2.96 Ga (Borges *et al.* 2017).

2.5.2 Sequência metassedimentar

As seções metassedimentares presentes no *greestone belt* Faina representam dois ciclos plataformais completos (Resende *et al.*, 1998). O primeiro ciclo transgressivo repousa em discordância erosiva sobre a sequência metavulcanossedimentar. Ele é constituído, na base, por raras lentes de metadiamicrito com matriz rica em clorita e clastos de metabasalto, metakomatiito e quartzo leitoso, seguido de metarenitos, espessos pacotes de metapelitos e metadolomitos sobrepostos por formações ferríferas bandadas, evoluindo de uma sedimentação de costa para uma

sedimentação de fundo de bacia, completando o ciclo transgressivo (Resende *et al.*, 1998).

O segundo ciclo está separado do primeiro ciclo sedimentar através de uma inconformidade, que se iniciou por uma regressão caracterizada pela associação de metarenitos impuros, metapelitos e metaconglomerados de canais (orto- e paraconglomerados), ora suportado por matriz e ora por clastos (Carvalho *et al.* 2013). A natureza dos clastos indica que o metaconglomerado do primeiro ciclo foi alimentado com detritos de área-fonte máfico-ultramáfica, possivelmente as rochas metavulcânicas sotopostas, ao passo que os clastos do metaconglomerado do segundo ciclo indicam erosão de rochas do primeiro ciclo e áreas-fonte cratônicas (Resende *et al.*, 1998). O sistema deposicional evolui para uma segunda transgressão que consiste de ortoquartzitos com lentes de mais de 50 metros de calcários impuros e xistos ricos em carbonatos, que gradam para metapelitos no topo. A sedimentação pelítica foi substituída por um longo período de sedimentação química, representado por dolomitos e formações ferríferas bandadas no topo da sequência metassedimentar. Dados preliminares de U-Pb em cristais de zircão detrítico em rochas metassedimentares do *greenstone belt* Faina apresentaram idades no amplo intervalo entre 3330 e 2815 Ma (Brant *et al.*, 2015).

2.2 Geologia dos depósito de ouro Cascavel, Sertão e Antena

As ocorrências de ouro no GBF são conhecidas desde o século XVIII. No final dos anos 90, as empresas Weastern Mine Company e Amazon Mineração fizeram uma campanha robusta de amostragem de solo, desenvolvendo vários alvos anômalos em ouro, onde dois deles viraram as minas a céu aberto Sertão e Antena. Durante o período de 2000 a 2007 a Sertão Mineração Ltda. extraiu cerca de 250.000 onças de ouro das duas minas. No ano de 2012, a equipe de exploração da Orinoco Brasil Mineração Ltda. assumiu as pesquisas na região e abriu uma mina subterrânea, onde hoje opera a mina Cascavel.

A mineralização de ouro ocorre em veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento. Os veios estão hospedados preferencialmente na sequência metassedimentar em diferentes tipos de rochas. Os envelopes de alteração hidrotermal são bastante espessos, com característica espelhada em relação a zona de minério,

constituídos na maioria dos casos por sericita, fuchcita, biotita, carbonatos e sulfetos como pirita e arsenopirita. Neste trabalho serão estudados e apresentados os principais controles estruturais das minas Cascavel, Sertão e Antena, que são os melhores exemplos de mineralização de ouro hospedado em veio de quartzo presente no GBF.

2.2.1 *Depósito Cascavel*

O depósito Cascavel está localizado na porção central do *greenstone belt* Faina (Figura 2). É composto por dois sistemas de veios de quartzo mineralizados em ouro, Sistema Cascavel-Mestre e Sistema Cuca, encaixados em zonas de cisalhamento de baixo ângulo de direção N60°-40°W. Ambos estão hospedados em um quartzito feldspático cisalhado, porém em níveis estratigráficos e estruturais distintos, separados por uma camada de metadolomito que varia de 2 a 40 m de espessura (Figura 3). Também ocorrem teores de ouro não econômicos, em xistos carbonosos presentes no topo da camada de quartzito que hospeda o Sistema Cascavel-Mestre e na base do quartzito que hospeda o depósito Cuca. Uma característica marcante desse depósito é que a mineralização é predominantemente caracterizada por ouro livre, presente em veios de quartzo bastante cisalhados e na zona de alteração hidrotermal que bordejia o veio. A alteração hidrotermal nas paredes do quartzito feldspático apresenta um zoneamento espelhado ao redor do sistema de veios, com zonas de alteração hidrotermal bem marcadas, que podem ser subdivididas em proximal, intermediária e distal (Bogossian *et al.* 2020).

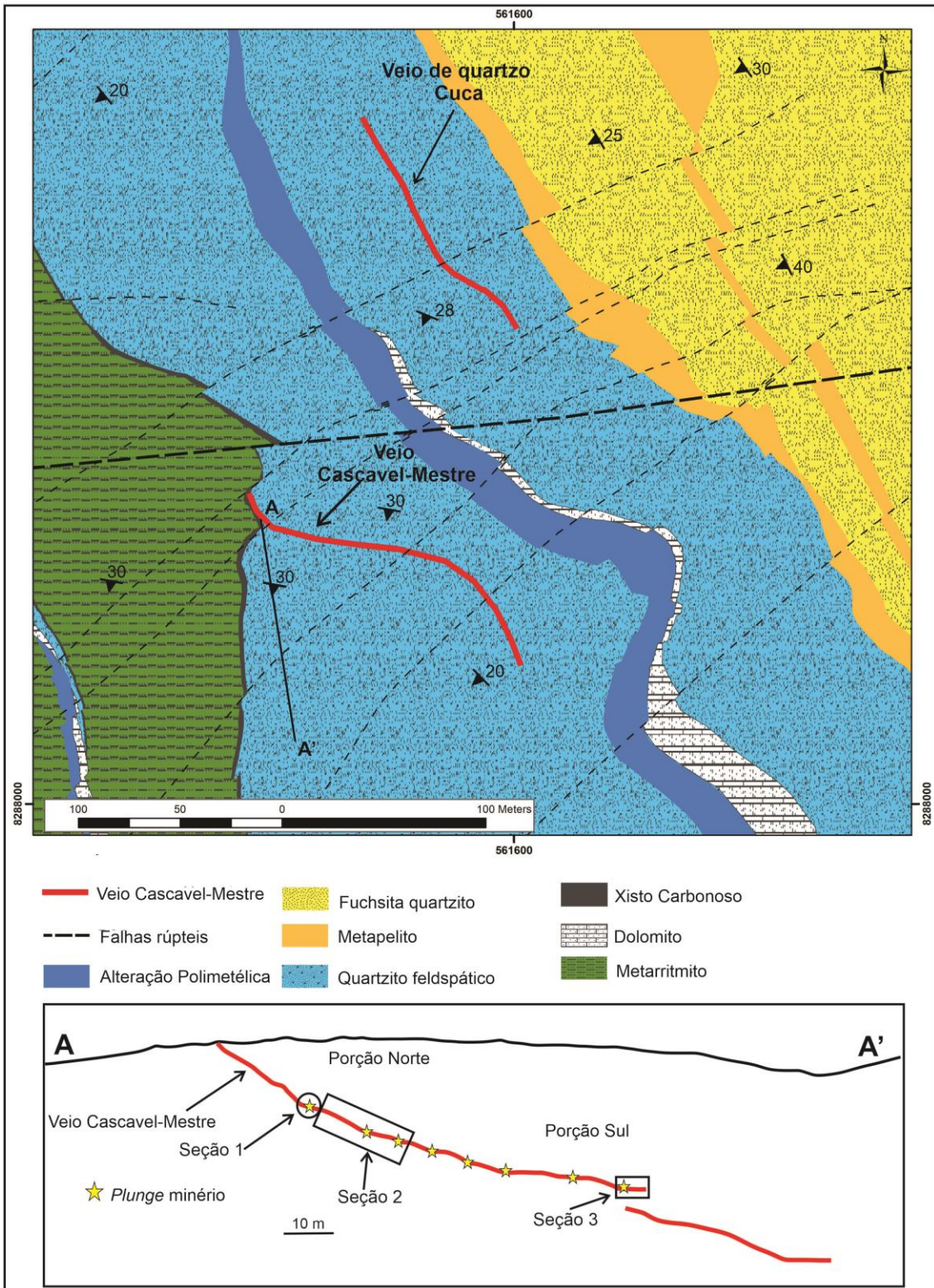


Figura 3. Mapa geológico de detalhe mostrando do depósito Cascavel. Abaixo perfil esquemático mostrando o veio mineralizado, Cascavel-Mestre. Polígonos representam as seções do mapeamento de detalhe da parede das galerias da mina subterrânea, referente a Figura 14.

O halo de alteração distal é definido por uma assembleia mineral de quartzo, mica branca e pirita, que varia entre 5 a 50 metros de espessura. A mica ocorre como grãos finos concordante com a foliação milonítica da fase D2 e o quartzo ocorre como veios estéril de espessura centimétrica e também concordantes com a foliação. A pirita tem forma eudral e ocorre disseminada nas paredes do quartzito feldspático. A transição para o halo hidrotermal intermediário é marcada pela presença de fuchcita, disposta em bolsões milimétricos de formato sigmoidal concordantes com a foliação milonítica, e pelo aumento na sulfetação de pirita, principalmente em regiões com maior quantidade de fuchcita. O halo de alteração proximal é definido pelo aparecimento de biotita lamelar que está concordante com a foliação milonítica. O halo bordejia o veio mineralizado formando uma envoltória irregular que contém grãos de ouro < 0,3 mm disseminados no halo, que varia entre 5 a 50 cm de espessura.

2.2.2 Depósito Sertão

O depósito Sertão está localizado no extremo sul do *greenstone belt* Faina, próximo a Falha de Faina (Figura 2). Está hospedado em zonas de cisalhamento de baixo ângulo com direção N-S, rotacionadas pela influência da Falha de Faina. Apresenta dois níveis mineralizados, com morfologia de rampa e patamar, hospedados em camadas pouco espessas de xistos carbonosos presentes nos dolomitos do topo da sequência do segundo ciclo sedimentar. Os níveis mineralizados têm espessura variando entre 0,5-1,5 m e são compostos por uma assembleia mineral de *quartzo-siderita-pirita-arsenopirita-calcopirita-micabranca* (Bogossian *et al.* 2020). Os halos de alteração hidrotermal fazem uma envoltória nos níveis mineralizados, com zoneamento definido em sericita, biotita, fuchcita e clorita, identificados em testemunhos de sondagem, nos quais observa-se caráter espelhado assimétrico como mostra o mapa da Figura 4. Ao contrário do depósito Cascavel, o ouro dificilmente ocorre de maneira ‘livre’, está em equilíbrio com a arsenopirita como inclusões (Bogossian *et al.* 2020).

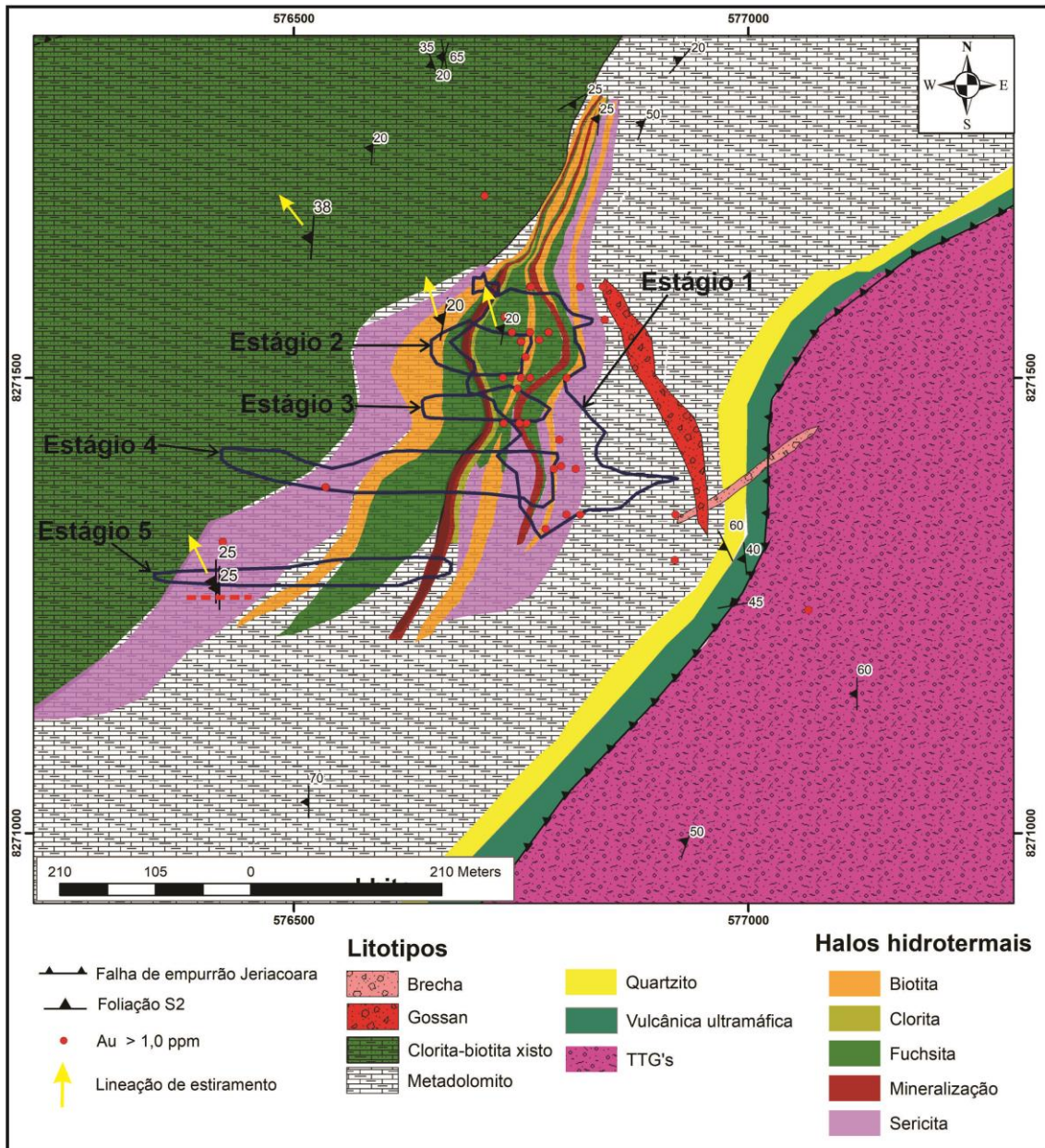


Figura 4. Mapa geológico do depósito Sertão mostrando os corpos mineralizados envolvidos pelos halos hidrotermais. Polígono azul representa os diferentes estágios de lavra a céu aberto. Linha tracejada em vermelho é a localização do perfil da Figura 21.

2.2.3 Depósito Antena

Até o momento não existem estudos detalhados sobre este depósito e todos os dados foram obtidos através de pesquisas exploratórias, incluindo mapeamento geológico e sondagem. O depósito está localizado na porção central do GBF, próximo a Falha de Empurrão Antena, que coloca o segundo ciclo sedimentar sobre o primeiro ciclo. O depósito possui 5 cavas a céu aberto com orientação NE-SE, (Figura 5). A

mineralização de ouro ocorre em zonas de cisalhamento que cortam clorita-quartzo-carbonato xistos do primeiro ciclo sedimentar. A principal ocorrência de ouro está associada a arsenopirita em veios de quartzo e disseminada na zona de alteração proximal ao veio mineralizado. O veio é composto por quartzo-mica branca-clorita-arsenopirita \pm pirita. A zona de alteração proximal apresenta assembleia mineral constituída de mica branca-clorita-ankerita-arsenopirita-pirita e pode chegar até 20 metros de espessura. Os cristais de anquerita apresentam formato sigmoidais e estão deformados segundo a foliação milonítica da fase D2. Os cristais arsenopirita estão orientados segundo a lineação de estiramento (Le_2).

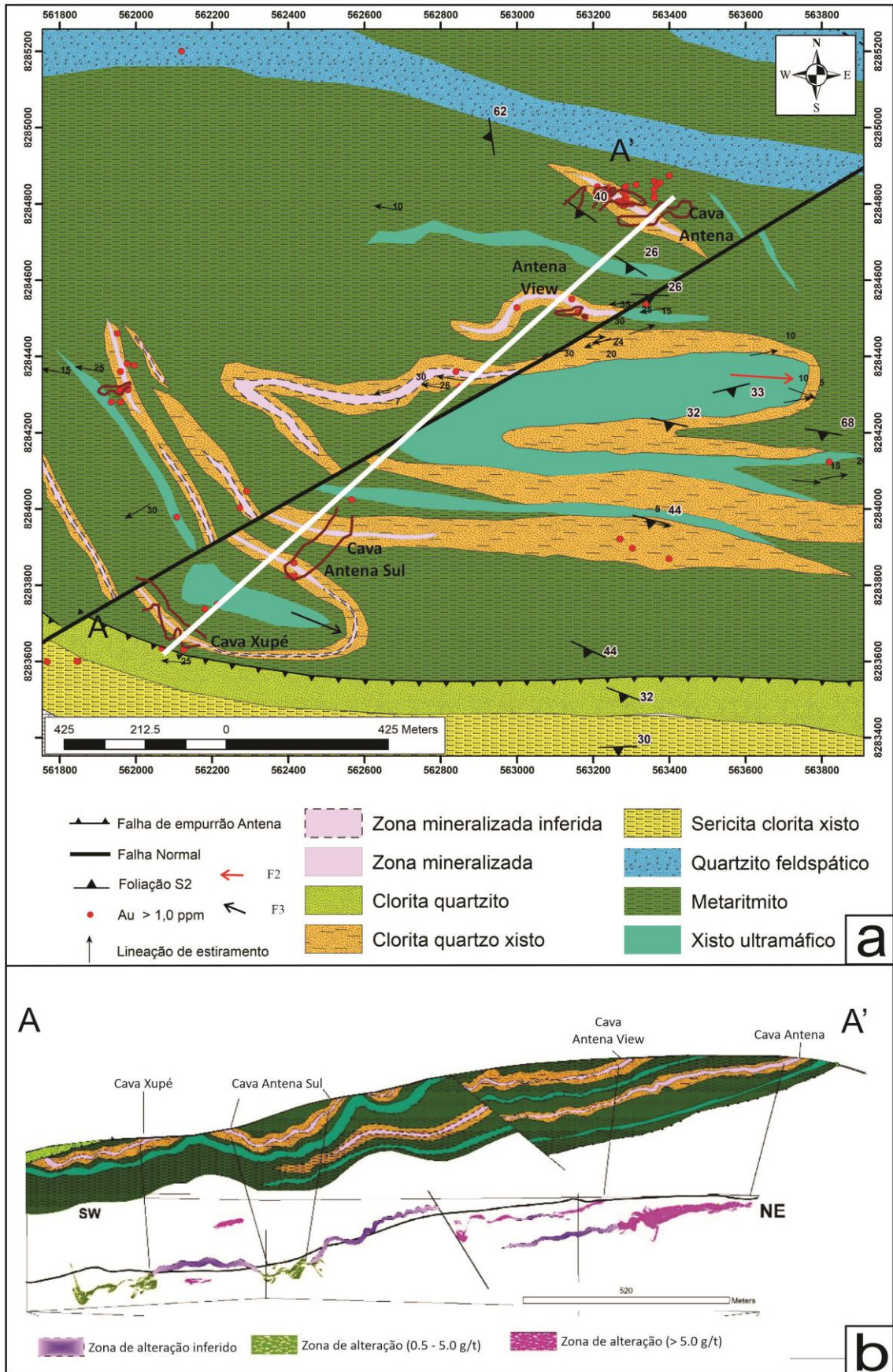


Figura 5. Mapa geológico de detalhe do depósito Antena com localização das cavas a céu aberto. Perfil esquemático A-A' mostrando os corpos mineralizados e a localização de cada cava.

3. Geologia Estrutural

A estruturação geral do *greenstone belt* Faina é fortemente condicionada por um sistema de empurrões e dobramentos regional com vergência para N-NE. As rochas supracrustais que compõem essa sequência estão estruturadas em um sinclínrio com eixo NW-SE, com aproximadamente 70 km de comprimento e 7 km de largura média. O contato com os complexos granito-gnáissicos adjacentes (Complexos Caiçara e Uvá) são tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e com vergência para norte, que obliteram parcialmente a arquitetura original destas faixas.

A investigação das estruturas regionais distribuídas nos diferentes domínios do *greenstone belt* Faina, bem como das meso-estruturas presentes nos principais depósitos minerais da região, demonstrou a existência de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados ao sistema de empurrões e dobramentos regional. Através da análise descritiva e cinemática destes elementos foi possível individualizar seis fases deformacionais sucessivas, aqui designadas como D₁, D₂, D₃, D₄, D₅ e D₆, possivelmente geradas em três eventos tectônicos distintos, E₁, E₂ e E₃.

As três primeiras fases deformacionais D₁, D₂ e D₃ (Figura 6), são progressivas e foram geradas no Evento Tectônico compressivo E₁, de provável idade paleoproterozoica, gerado durante o choque entre os complexos Uvá e Caiçara. Estas estruturas foram geradas em condições dúcteis a dúcteis-rupteis em regime transpressivo. Em D₁, foi gerada a foliação (S₁) paralela ao acamamento sedimentar, que foi transposta e obliterada quase por completo pelas fases deformacionais posteriores. A deformação evoluiu para fase D₂, que é a principal fase deformacional do GBF e a que gerou as estruturas mais proeminentes da região. Esta fase gerou estruturas hipozonais de primeira ordem, representadas por um complexo sistema de empurrões NW-SE de escala regional, e também por estruturas de segunda ordem de nível crustal mesozonal. As estruturas de primeira ordem são as principais falhas de empurrão da região - Jeriacoara, Antena e Lua Nova, (Figura 2) - e serviram de conduto para passagem de fluidos hidrotermais que se alojaram em estruturas de segunda ordem. Nesta fase foram desenvolvidas espessas zonas de cisalhamento com formação de foliação milonítica (Sm₂) e *shear folds* (F₂). O mecanismo flexural desse tipo de deformação leva ao paralelismo das foliações S₁ e S₂, dificultando sua distinção em campo. A lineação de

estiramento (Le_2) ocorre dentro dos planos da foliação milonítica e tem direções paralela aos eixos das *shear folds*.

O evento E_1 finaliza com a fase D_3 , representada por zonas de cisalhamento direcionais destrais, de direção NW-SE, com desenvolvimento da foliação milonítica (Sm_3), dobras normais assimétricas (F_3) com vergência para NE e foliação plano axial (S_3).

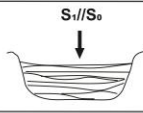
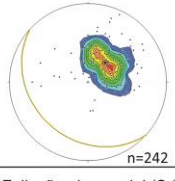
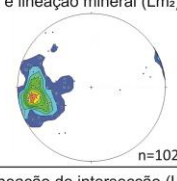
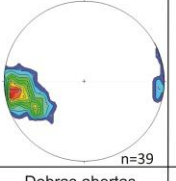
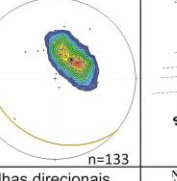
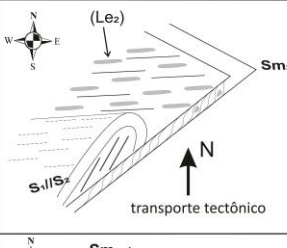
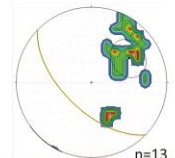
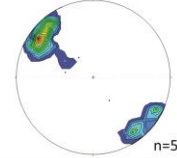
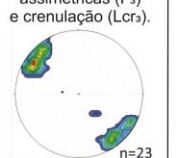
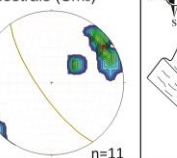
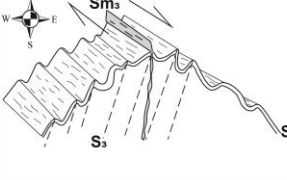
Fase	Estruturas planares	Estruturas lineares	Dobras	Zonas de cisalhamento	Croquí esquemático
D_1	Xistosidade ($S_1//S_0$)				
D_2	Foliação S_2 , bandas de cisalhamento S-C (Sm_2) e, C' .  n=242	Lineação de intersecção (Li_2), <i>budins</i> , lineação de estiramento (Le_2) e lineação mineral (Lm_2).  n=102	Dobra isoclinal e dobras de flanco rompindo (F_2).  n=39	Falha de empurrão, zonas de cisalhamento oblíqua.  n=133	
D_3	Foliação plano axial (S_3).  n=13	Lineação de intersecção (Li_3).  n=55	Dobras abertas assimétricas (F_3) e crenulação (Lcr_3).  n=23	Falhas direcionais destrais (Sm_3).  n=11	

Figura 6. Quadro esquemático mostrando as estruturas e esteriograma das 3 primeiras fases do evento E_1 . A fase D_1 é representada por uma xistosidade. A fase D_2 é caracterizada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e formação de dobras isoclinais, *shear folds* e lineação de estiramento. A fase D_3 é formada por dobras abertas assimétrica e falhas direcionais destrais que cortam as estruturas da Fase D_2 . Esteriogramas das estruturas planares mostram a nuvem de densidade de polos e o plano de maior frequência. Esteriogramas das estruturas lineares mostram a nuvem de densidade de polos das linhas.

O segundo evento tectônico registrado nas rochas do *greenstone belt* Faina é representado pelas fases D_4 e D_5 (Figura 7). Durante a fase D_4 , foi formada a Falha de Faina, que separa os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita. Trata-se de uma falha direcional dextral de direção NE-SW, que rotaciona as demais estruturas formadas durante as fases anteriores. Associada a essa falha regional são observadas zonas de cisalhamento com foliação milonítica (Sm_4) e lineação de estiramento (Lm_4). Esta falha está conectada ao sistema de falhas neoproterozóico Moiporá-Novo Brasil, que possui direção NS com ramificações para NE e NW na forma de arcos abertos, onde separa o arco magmático de Goiás e as rochas do domínio Crixás-Goiás (Araújo *et al.*, 2002). Eles também descrevem uma idade U-Pb SHIRIMP de 542 ± 4 Ma para cristalização do granito Messianópolis, que é relacionado as últimas movimentações da falha Moiporá-

Novo Brasil. A fase D₅ é representada por dobras abertas e crenulação com eixo N-S. Essas estruturas são observadas no GBF e em toda Faixa Brasília e são interpretadas como resultado dos estágios finais da deformação Brasileira.

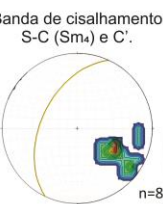
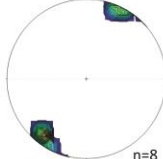
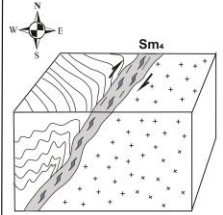
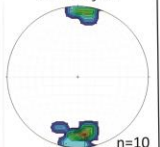
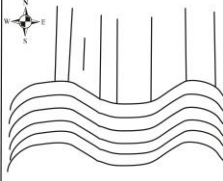
Fase	Estruturas planares	Estruturas lineares	Dobras	Zonas de cisalhamento	Croqui esquemático
D ₄	Banda de cisalhamento S-C (Sm ₄) e C'. 	Lineação de estiramento (Le ₄). 	Crenulação	Zona de cisalhamento direcional destal NE-SW	
D ₅	Clivagem de crenulação.		Dobras abertas e crenulação. 		

Figura 7. Quadro esquemático mostrando as estruturas do evento E2. Fase D₄ composta por zona de cisalhamento direcional destal de escala regional e direção NE, as estruturas formadas são bandas de cisalhamento, lineação de estiramento e crenulação. A fase D₅ é formada por dobras suaves e crenulação. Esteriogramas das estruturas planares mostram a nuvem de densidade de polos e o plano de maior frequência. Esteriogramas das estruturas lineares mostram a nuvem de densidade de polos das linhas.

O último evento deformacional impresso na região, o evento tectônico E₃ (Figura 8), é marcado por estruturas rúpteis de direção EW e NE-SW e pode estar associado ao Cretáceo. As melhores representações dessa fase são brechas, falhas rúpteis, e famílias de fraturas.

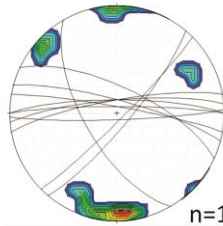
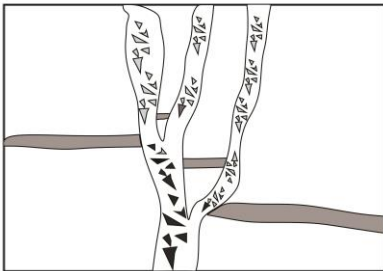
Fase	Estruturas planares	Estruturas lineares	Croqui esquemático
D ₆	Falhas rúpteis, brechas e fraturas. 	Estrias de arrasto	

Figura 8. Quadro esquemático do evento E3. Estruturas formadas são brechas, falhas e fraturas. Esteriograma mostra a nuvem de densidade de polos e os planos.

3.1 Estruturas da fase de deformação D1

Essa fase é caracterizada por xistosidade (S_1) que na maioria das vezes é paralela acamamento primário (S_0). O acamamento primário está normalmente total ou parcialmente obliterado pelas demais estruturas presente na área, sendo mais fácil a sua identificação em formações ferríferas bandadas e metachertes carbonosos. A alta taxa de deformação impressa nas rochas do *greenstone belt* nas fases posteriores e o paralelismo da foliação S_1 com a foliação S_2 , dificultam a observação da foliação S_1 , de forma que a foliação S_1 é observada preferencialmente em regiões com baixo grau de deformação ou nas zonas de charneira de dobras.

3.2 Estruturas da fase de deformação D2

A deformação impressa nessa fase tem caráter progressivo, evoluindo para sistemas de empurrões de natureza oblíqua, com estruturação NW-SE e vergência para N. No GBF foram identificados três empurrões principais, onde dois deles delimitam o GBF dos complexos TTG's e o outro, localizado na porção central do GBF, denominada de Falha de Empurrão Antena, é responsável por colocar o segundo ciclo sedimentar sobre o primeiro ciclo (Figura 2), esses empurrões regionais são interpretados como estruturas de primeira ordem. A nordeste, a Falha de Empurrão Jeriacoara separa o GBF do Complexo Caiçara, e a sudeste, a falha de empurrão Lua Nova separa o GBF do Complexo Uvá, (Figura 2). Associado a este sistema de empurrões, ocorrem inúmeras zonas de cisalhamento de 2º ordem, que são responsáveis por hospedar a maioria dos depósitos e ocorrências de ouro orogênico no GBF.

A fase D₂ inicia com dobras isoclinais e formação de uma foliação plano axial S_2 bastante penetrativa e pouco espaçada, evoluindo para zonas de cisalhamento de baixo ângulo paralelas a foliação S_2 e que obliteram quase por completo as estruturas pretéritas. Essa deformação progressiva gera dobras de flanco rompido com vergência para N a NNW (Figura 9), no qual o eixo de (F2) apresenta frequência máxima para 265/20°. As estruturas planares geradas durante o cisalhamento são foliações miloníticas (Sm_2) associadas com bandas de cisalhamento S-C e C' que mostram um transporte tectônico de sul para norte, estruturas sigmoidais, boudins e mica fish (Figura

10). Em zonas de alto *strain*, as superfícies S e C tendem ao paralelismo, sendo difícil a identificação destes planos. Em zonas de baixo a médio *strain*, impressas em rochas mais competentes, a banda de cisalhamento C tem direção 220/20° e a banda de cisalhamento S tem direção 190/30°, mostrando uma relação oblíqua entre as duas bandas de cisalhamento.

As estruturas lineares são representadas por *rods* de quartzo, lineações de intersecção (L_{i2}), tectonitos-L (*budins* e estruturas em lápis) e uma forte lineação de estiramento mineral (L_{e2}), (Figura 11). A lineação de estiramento está contida nos planos da foliação milonítica Sm_2 associadas à zonas de cisalhamento oblíquas e possuem frequência máxima de 260/20°. Todas as estruturas lineares desta fase são paralelas, com a frequência máxima do caimento para 260/20°, porém em algumas regiões do GBF ela mergulha para o sentido oposto devido a influência de dobramentos gerados nas deformações posteriores e, especificamente nas adjacências da Falha de Faina, apresenta caimento 300/15° devido a rotação causado pela cinemática da falha.

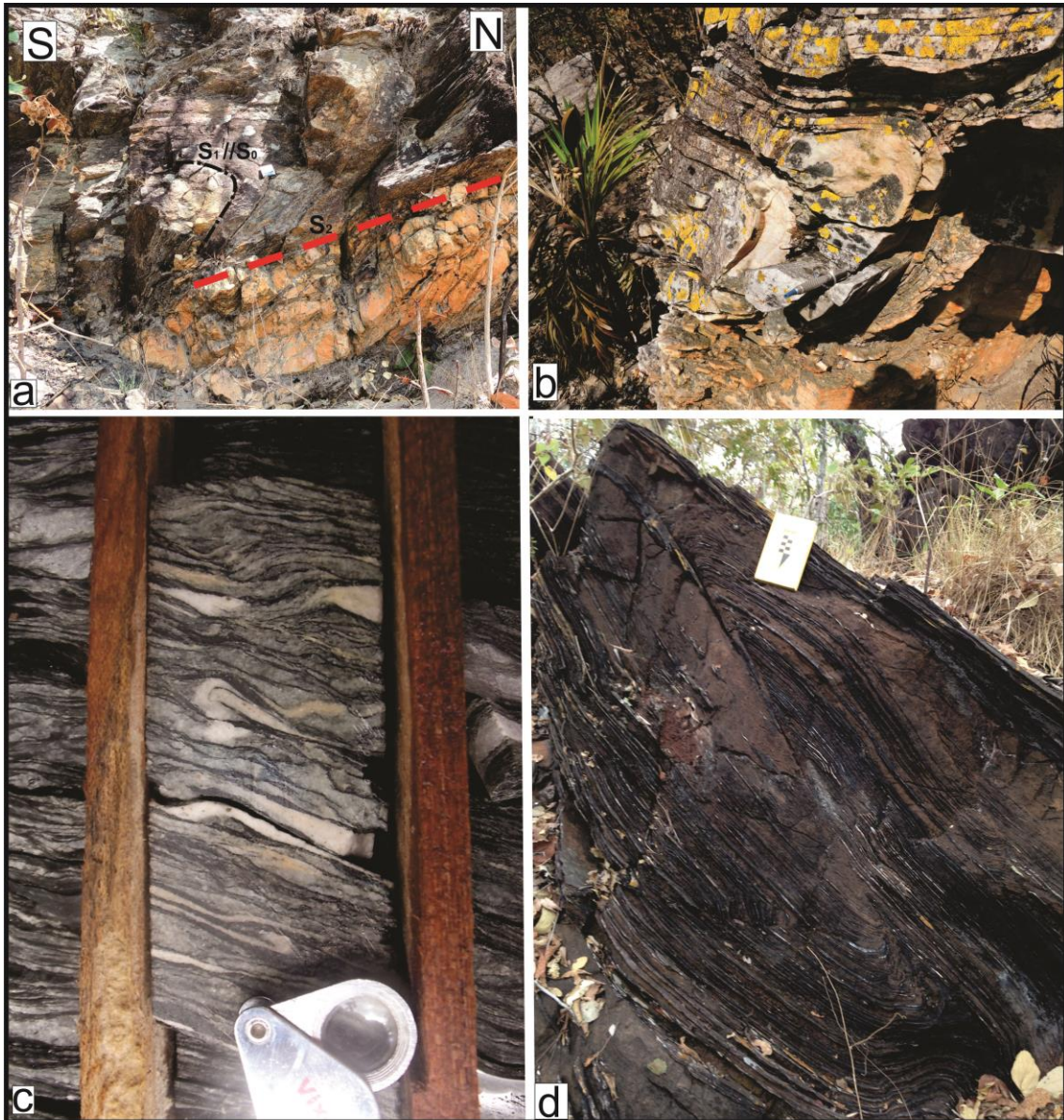


Figura 9. (a) Dobra com flanco rompido dobrando a foliação S_1 , impressa em uma camada de quartzito. (b) Afloramento de metadolomito mostrando o par de foliação $S-C$ e dobra de flanco rompido. (c) Amostra de testemunho de sondagem da mina Sertão, com vênulas de quartzito dobradas com flancos rompido (d) Afloramento de metadolomito mostrando acamamento S_0 dobrado e rompido por estruturas da fase D_2 .

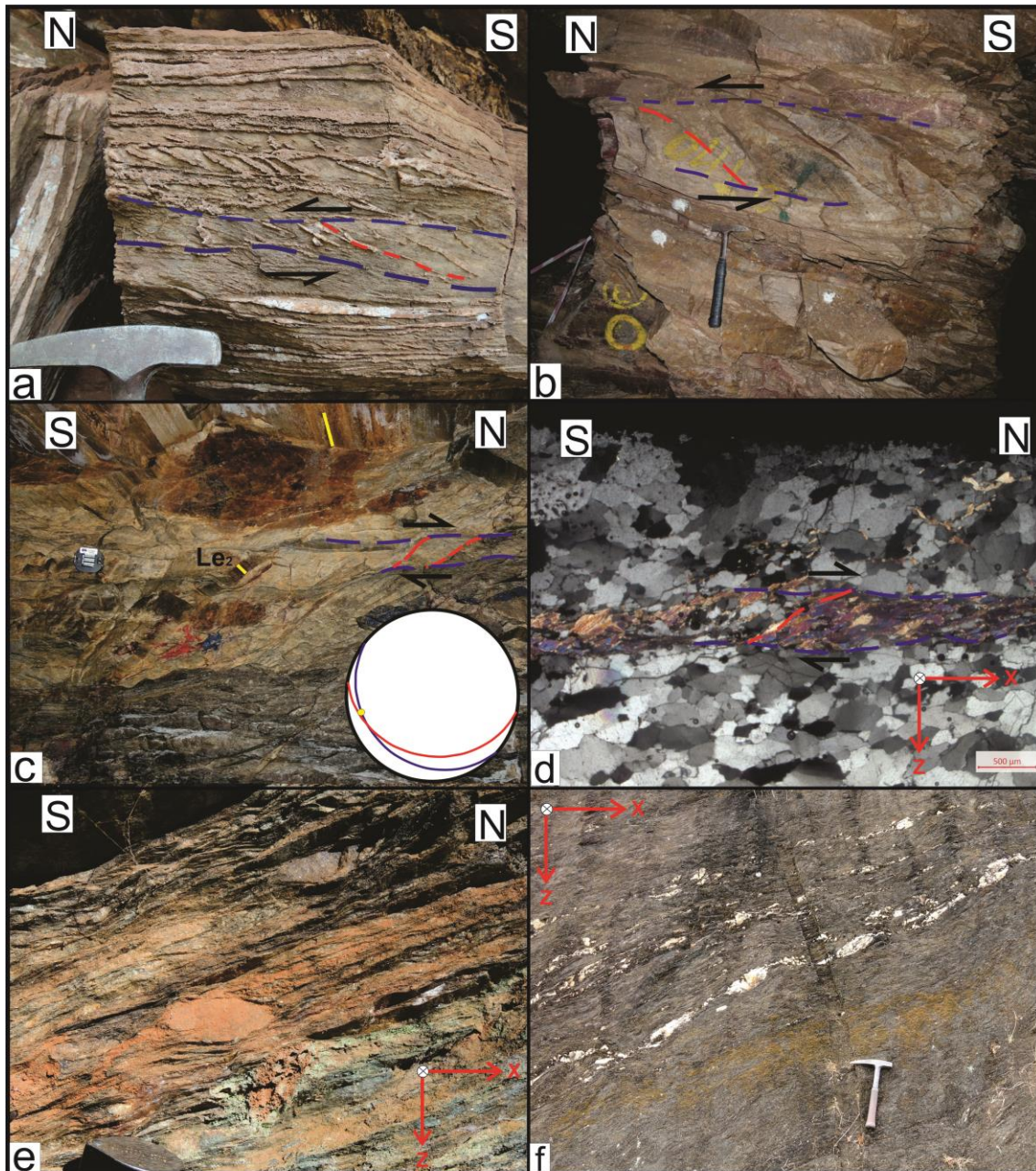


Figura 10. Estruturas planares da fase D2, (foliação C – linha tracejada azul; foliação S – linha tracejada verde; lineação de estiramento (L_{e2}) – linha vermelha). (a), (b) e (c), Par da foliação S-C vista no plano XZ do elipsoide de deformação. Na figura (c) é possível observar a lineação de estiramento mineral marcada com traço vermelho. (d) Fotomicrografia de veio de quartzo mineralizado da mina Cascavel. Estrutura mica-fish marcada por cristais de moscovita. Note que os grãos de quartzo estão deformados no sentido da foliação milonítica. (e) Afloramento de metaconglomerado com seixos de quartzo com formato sigmoidal. (f) Fotografia da parede do hang wall da mineralização de ouro da mina Sertão. Veios de quartzo boudinados e concordantes com a foliação milonítica Sm_2 . A direção dos eixos dos budins é paralela a lineação de estiramento mineral, que no caso da mina Sertão tem apresentamento para NW, devido a rotação gerada pela Falha de Faina.

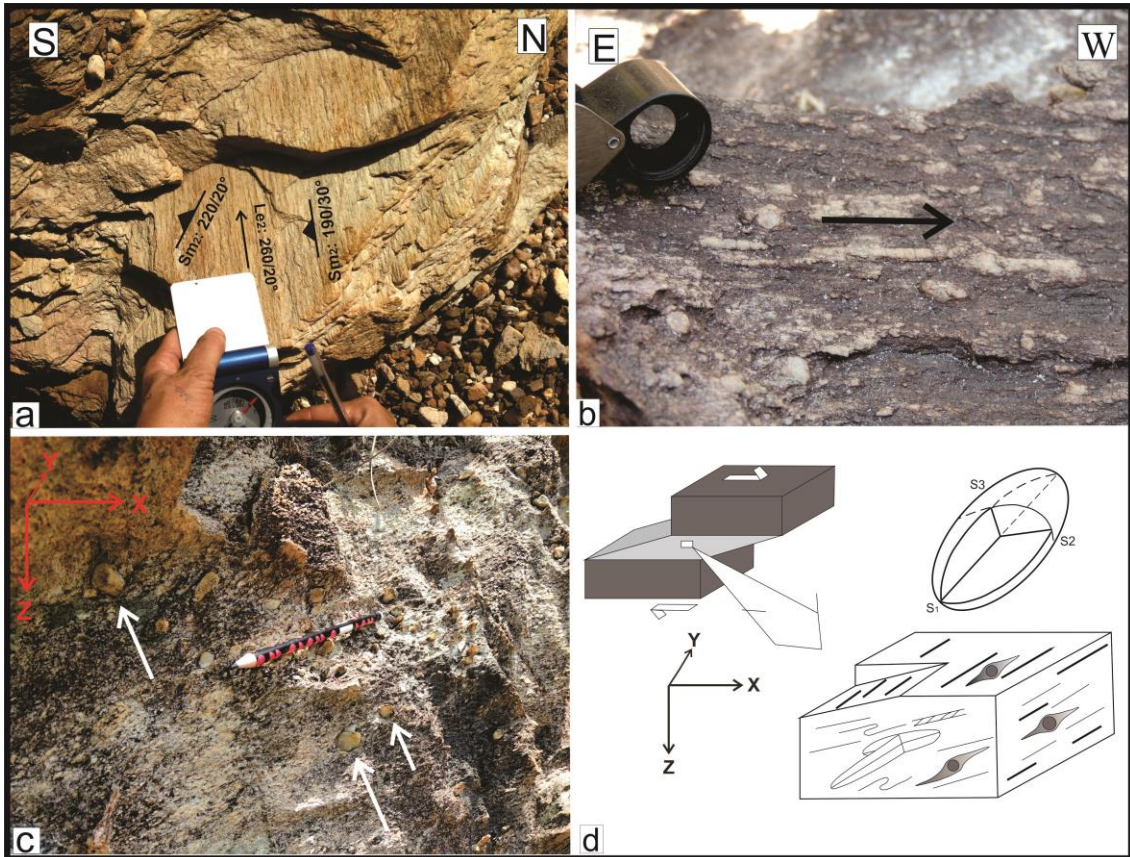


Figura 11. (a) Lineação de estiramento mineral impressa no quartzito. (b) Ribbons de quartzo estirado no plano da foliação milonítica. (c) e (d) Rods de quartzo orientados paralelo ao eixo Y do elipsoide de deformação.

3.3 Estruturas da fase de deformação D3

A fase D₃ é caracterizada por de zonas de cisalhamento direcionais destrais, com direção N60°W, desenvolvidas em regime dúctil a dúctil-rúptil. Associado a esse sistema de falhas direcionais ocorrem dobras assimétricas abertas (F₃) com leve vergência para NE, crenulações (Lc₃), foliação plano axial (S₃) e foliação milonítica Sm₃ e lineação de estiramento (Le₃).

As dobras F₃ são predominantemente abertas e podem ser observadas desde a escala regional até escala microscópica, (Figuras 12a, 12b e 12c). O eixo das dobras F₃ são predominantemente sub-horizontais e paralelos à lineação de crenulação (Lc₃) e a lineação de intersecção (Li₃), tem direção aproximada de N60°W e mergulhos em torno de 10°-15° para NW e SE, devido a influência da deformação das fases posteriores. As estruturas lineares desenvolvidas durante esta fase são lineação de intersecção (Li₃), lineação de crenulação (Lc₃) e lineação de estiramento (Le₃). A lineação de estiramento

está impressa na foliação milonítica nas zonas de cisalhamento transcorrentes, tem direção aproximada N60°W e mergulho sub-horizontal.

A foliação S_3 é a foliação plano axial das dobras F_3 , tem frequência máxima de 240/75° e ocorre de maneira espaçada, sendo mais proeminente em xistos e lentes de metapelitos, do que em quartzitos e rochas mais competentes e corta em alto ângulo os planos da foliação S_2 e S_{m2} , (Figura 12b e 12c). Nas zonas mais deformadas, dentro das zonas de cisalhamento direcionais, existe uma foliação milonítica (S_{m3}), com estruturas S-C e veios sigmoidais indicando movimentação dextral, que obliteram as estruturas das fases pretéritas, (Figuras 12e e 12f).

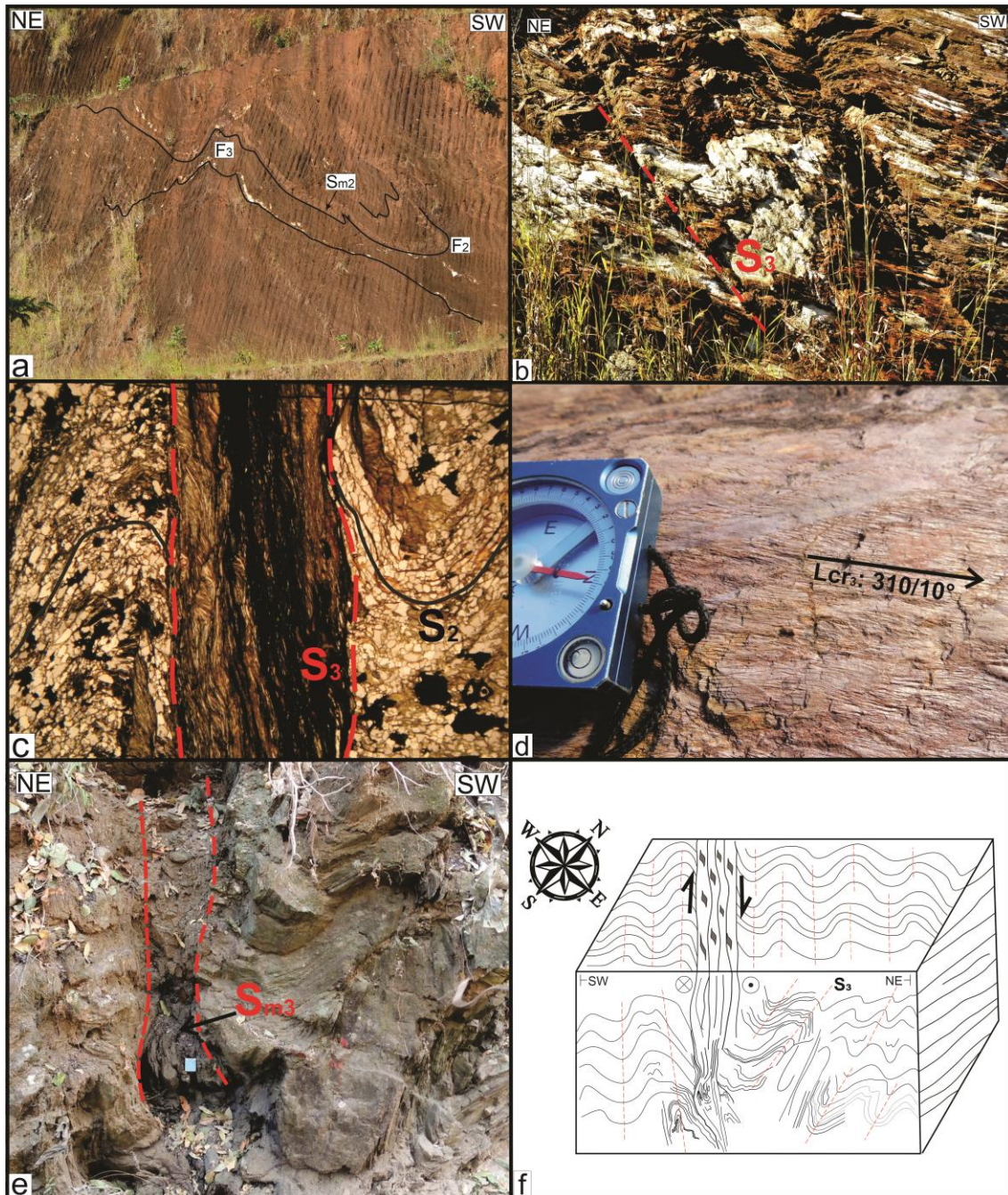


Figura 12. (a) Talude da mina a céu aberto Antena, mostrando foliação Sm_2 dobrada e redobrada pela fase D_3 . (b) Dobras da fase D_3 com foliação plano axial S_3 . (c) Fotomicrografia mostrando dobras F_3 com a foliação plano axial S_3 . (d) Lineações de crenulação Lc_3 . (e) Metachert carbonoso com zona de cisalhamento direcional (Sm_3) cortando as estruturas da fase D_2 . (f) Bloco diagrama esquemático referente ao afloramento da figura 9e. Note a presença das dobras F_3 e da foliação plano axial S_3 associadas a zona de cisalhamento direcional destal com foliação milonítica Sm_3 .

3.4 Estruturas da fase de deformação D_4

A Fase D_4 se desenvolveu em regime dúctil-ruptil e é caracterizada por sistemas de falhas direcionais destrais com direção NE e estruturas associadas. O melhor

exemplo de estrutura regional da fase D₄ é representado pela Falha de Faina, que apresenta atitude média de 300/70°. Próximo a essa falha, o deslocamento causado pela movimentação dos blocos flexionou as estruturas das fases D₂ e D₃, chegando a rotacionar mais de 40° (Figura 13). As estruturas mesoscópicas formadas na fase D₄ são dobras de arrasto, observadas também em escala regional, foliação milonítica com par de foliação S-C (Sm₄), lineação de estiramento Le₄ com direção NE e lineação de crenulação Lc₄ com frequência máxima 350/05 (Figuras 14a a 14f). Falhas subordinadas relacionadas a essa fase estão espalhadas pelo *greenstone belt*, mas não são tão expressivas quanto a Falha de Faina.

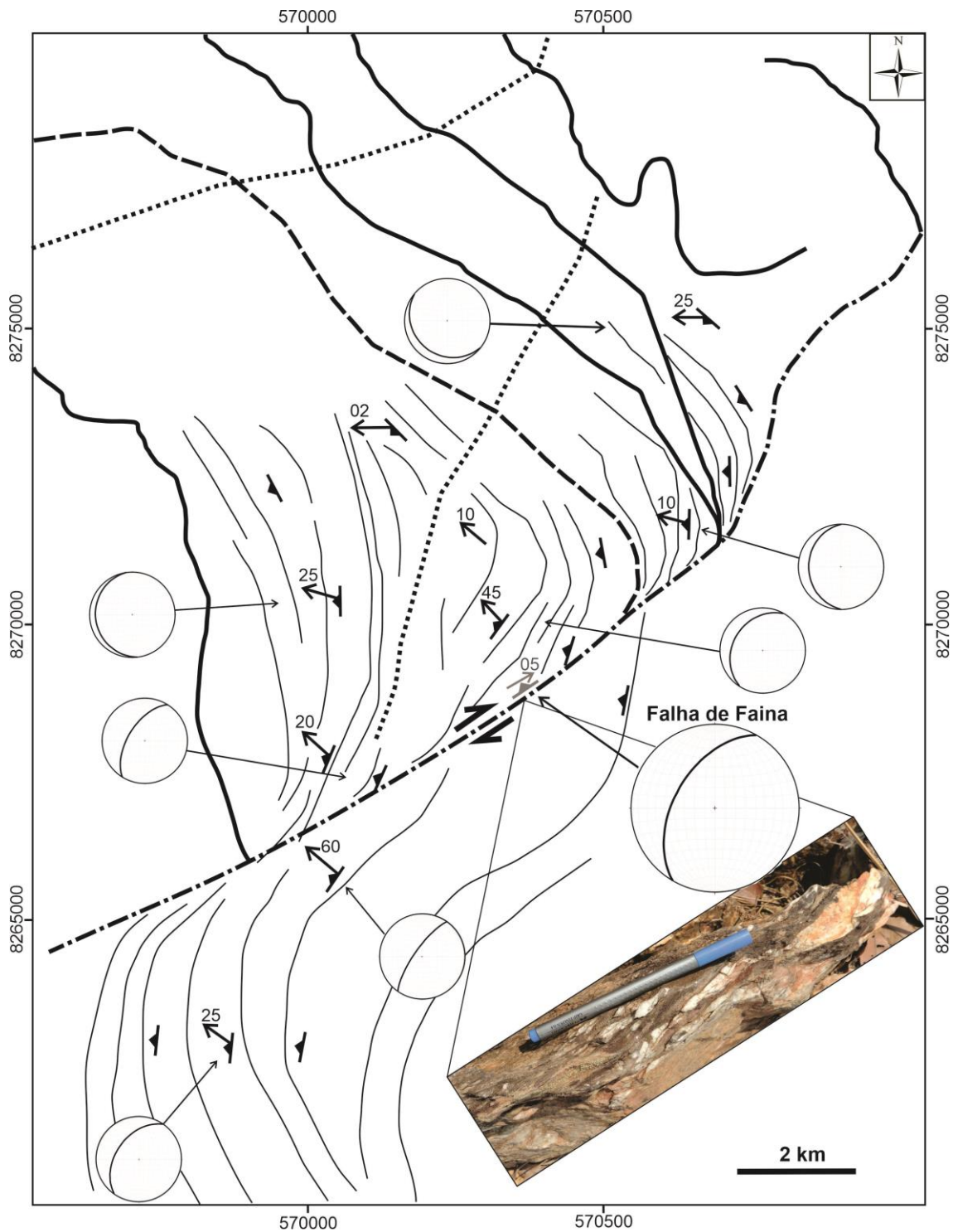


Figura 13. Mapa estrutural da porção sul do GBF, com enfoque na Falha de Faina e na rotação das estruturas da Fase D_2 pela influência da Falha de Faina. Esteriogramas mostram a atitude da foliação S_2 . Setas pretas mostram direção e caimento da lineação de estiramento Le_2 , seta cinza mostra direção e caimento da lineação de estiramento Le_4 .

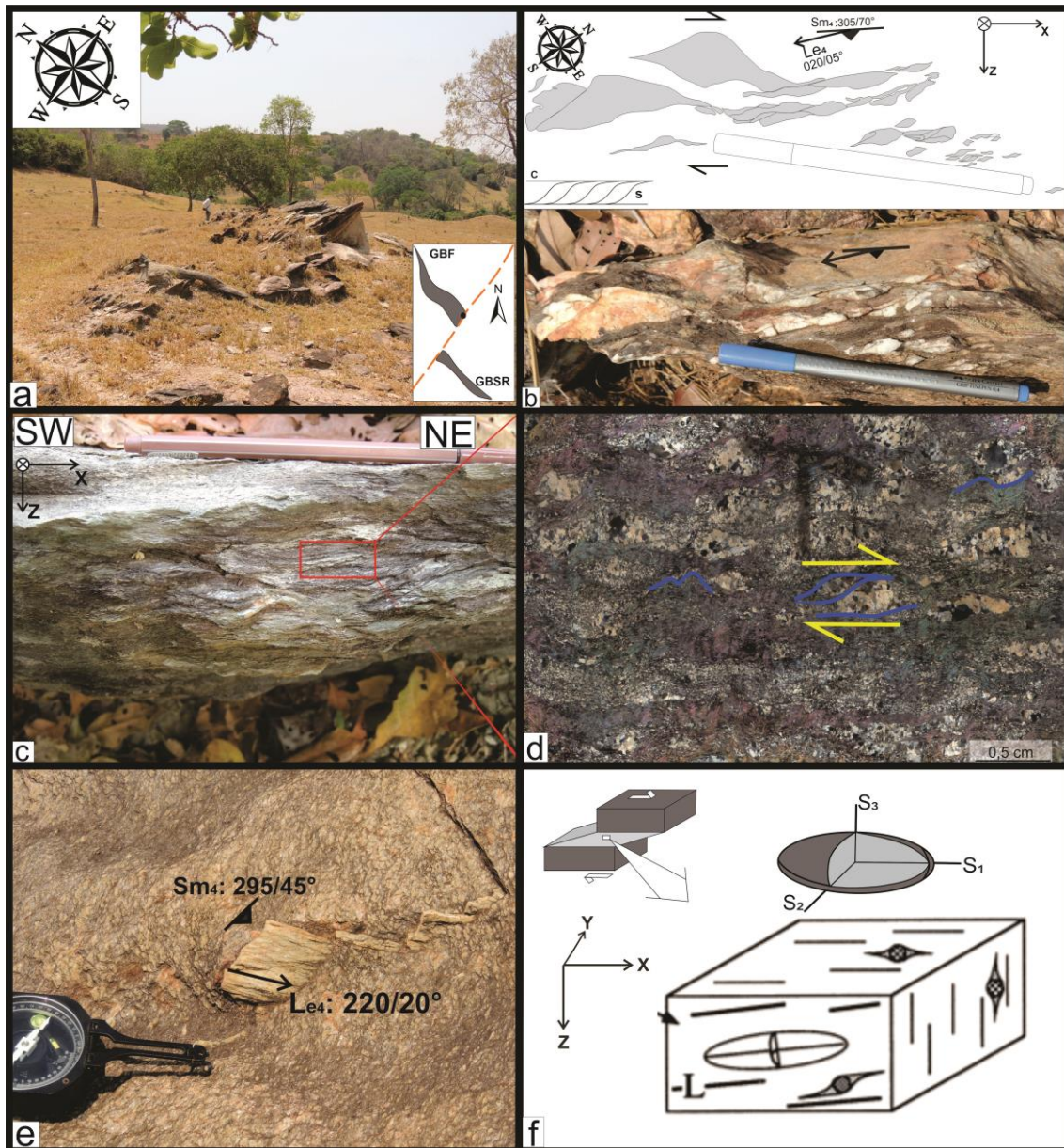


Figura 14. (a) Afloramento da Falha de Faina de orientação NE-SW. (b) Croqui esquemático e foto em planta do afloramento da Falha de Faina (Figura 11a) mostrando foliação milonítica Sm_4 com indicadores cinemáticos indicando movimentação destal. (c) Foliação Sm_4 em afloramento próximo à falha de Faina (d) Fotomicrografia do afloramento da figura (c) mostrando foliação Sm_4 e indicadores cinemáticos destrais. (e) Lineação de estiramento Le_4 na Falha de Faina. (f) Bloco diagrama esquemático mostrando a cinemática e a orientação das lineações de estiramento (Le_4) da fase D_4 em relação ao elipsoide de deformação.

3.5 Estruturas da fase de deformação D_5

A fase D_5 é representada por uma deformação em níveis crustais mais rasos, comparado com as fases anteriores, na qual foram geradas dobras suaves, crenulações e clivagem de crenulação espaçada (Figura 15), que estão presentes em todo o *greenstone*

belt. Os eixos de dobra e crenulação são sub-horizontais e tem direção NS. As crenulações são observadas em rochas de composição pelítica, enquanto a clivagem de fratura espaçada ocorre localmente e é melhor observada em rochas mais quartzosas. Veios de quartzo leitosos preenchem fraturas verticais de direção NS relacionadas a essa fase deformacional.



Figura 15. (a) Zona de charneira das dobras suaves da fase D5. (b) Metapelito com dobras suaves da fase D5. (c) Afloramento de quartzito com dobras suaves da fase D5, setas brancas aponta para clivagem de fratura espaçada. (d) Afloramento de metapelito com dobras em chevron da fase D5.

3.6 Estruturas da Fase de deformação D6

A fase de deformação D₆ é caracterizada por uma deformação tardia em regime rúptil. Está representada por fraturas e brechas de direção EW e pela reativação de estruturas mais antigas. As fraturas são normalmente preenchidas por minerais de oxido de ferro e manganês (Figura 16). As brechas tem espessuras variam em cerca de 0,1 a 3,0 metros, com direção EW e alto ângulo de mergulho. Essas estruturas são hospedeiras e condutos da mineralização polimetálica que ocorre em alguns locais do *greenstone belt*.

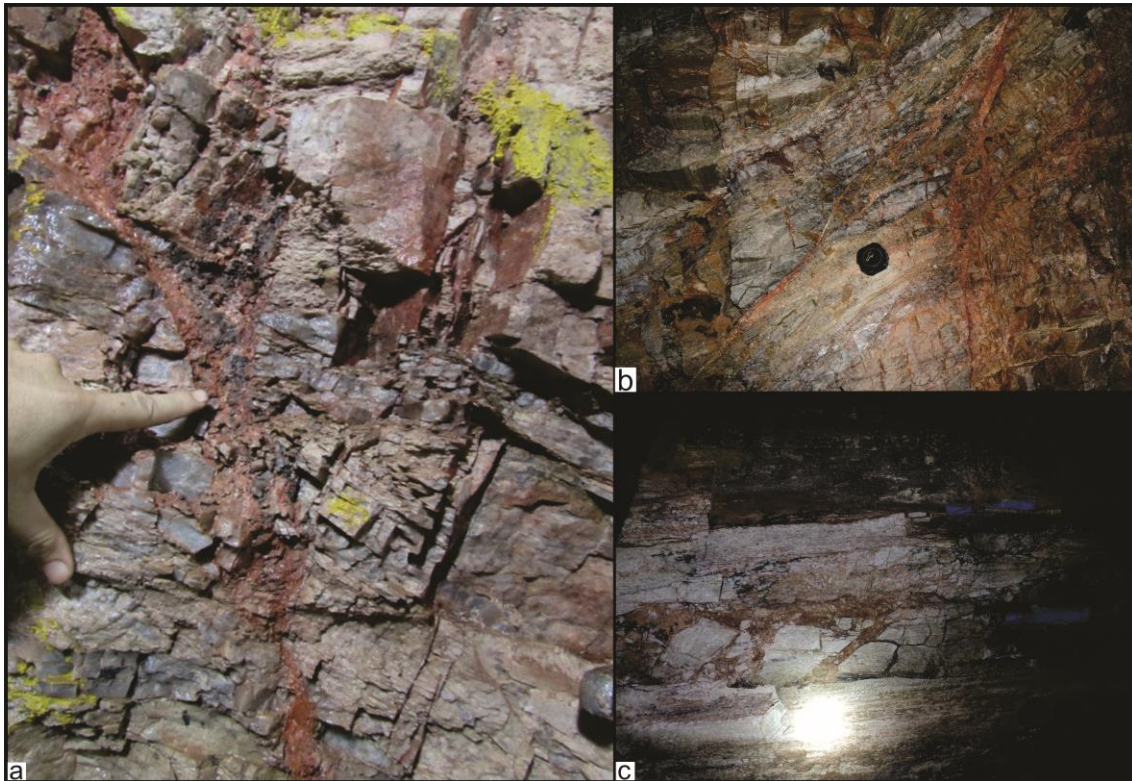


Figura 16. Brechas da fase D6 cortando o quartzito que hospeda a mineralização de ouro da mina Cascavel.

4. Controle Estrutural das minas Cascavel, Sertão e Antena

4.1 Controle estrutural no depósito Cascavel

O depósito Cascavel está localizado na porção centro-leste do GBF (Figura 2), hospedado em estruturas de 2° ordem que interceptam uma camada de quartzito feldspático. Na mina foram identificadas estruturas das fases D₂, D₃, D₅ e D₆. A mineralização está associada a fase D₂, representada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo com direção NW-SE e mergulhos de baixo a médio ângulo para sudoeste. As estruturas presentes nessa fase são: dobras de flanco rompido com eixo 265/18° e vergência para N-NNW, shear bands S-C e C', veios de quartzo boudinados, estruturas sigmoidais, tectonitos-L, e uma forte lineação de estiramento mineral que controla o *plunge* da mineralização. Em escala de mina, o veio mineralizado apresenta uma morfologia sigmoidal com padrão de rampa e patamar. Na porção norte da mina o veio está contido na foliação S do par S-C e apresenta atitude média de 190/30° (Figuras 17 e 18), na porção sul o veio está encaixado na foliação C do par S-C e tem atitude média

de $220/20^\circ$, (Figura 19). A lineação de estiramento é bastante penetrativa e constante em toda região da mina, com frequência máxima $260/18^\circ$. O *plunge* do minério é paralelo à lineação de estiramento, onde o ouro está estirado e orientado segundo o eixo Y do elipsoide de deformação, crescendo na sombra de pressão dos sigmoides, e aproveitando as lineações de intersecção formada pelos tectonitos L, podendo estar contido também na foliação S-C (Figura 20).

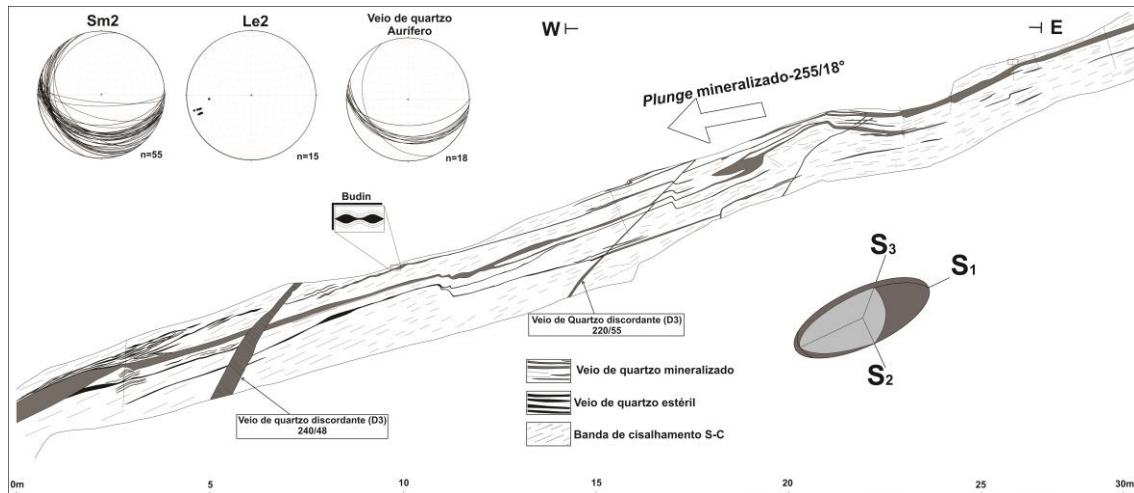


Figura 17. Seção 1 (EW) na porção norte da mina Cascavel. Perfil paralelo ao *plunge* do minério ($255/18^\circ$). Nesse perfil as estruturas se apresentam paralelizadas, não sendo o plano ideal para observar os indicadores cinemáticos.

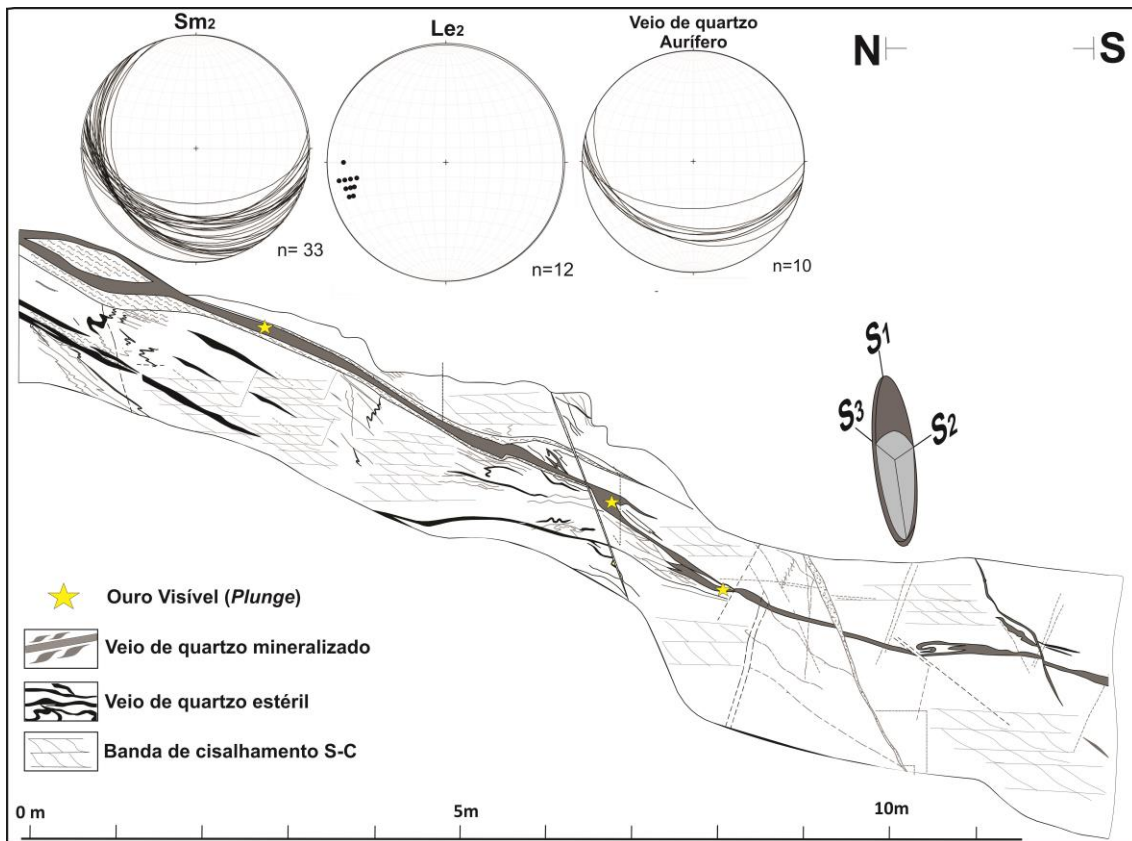


Figura 18. Seção 2 da figura 2 na porção norte da mina Cascavel. Perfil NS, perpendicular ao plunge do minério, plano ideal para observar os indicadores cinemáticos. O veio de quartzo mineralizado apresenta padrão de rampa e patamar contido na foliação S do par S-C, gradando para a foliação C.

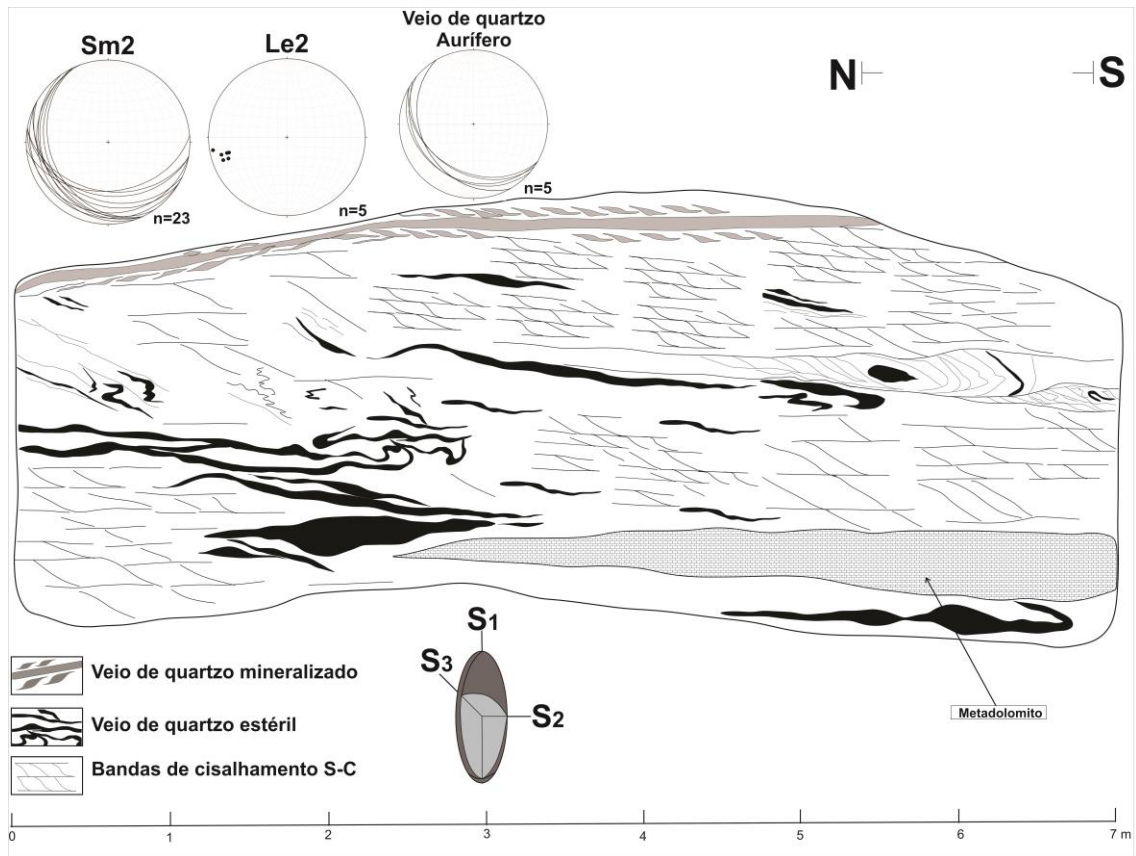


Figura 19. Seção 3 da Figura 2. Perfil NS na porção sul da mina Cascavel. Note que nessa região da mina o veio de quartzo mineralizado em ouro tem atitude 220/20.

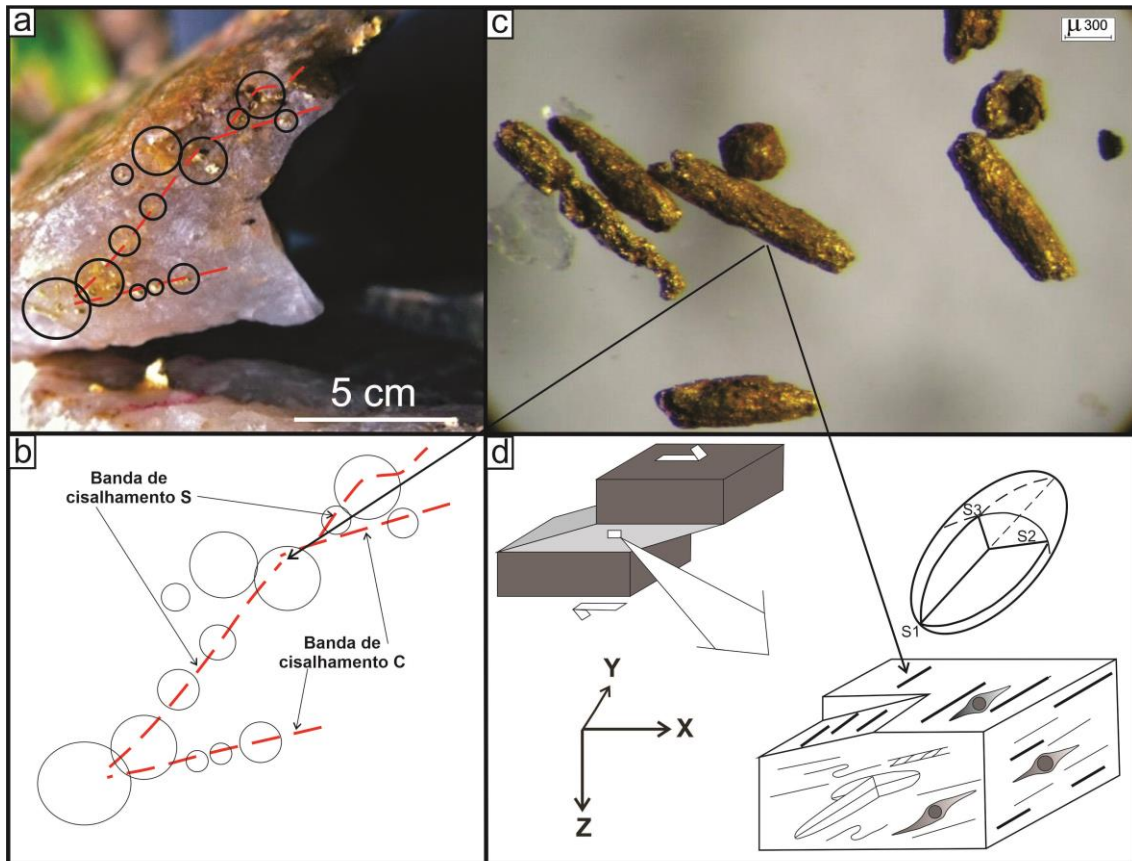


Figura 20. (a) Amostra de mão do veio de quartzo mineralizado em ouro do depósito Cascavel. Foto mostra o plano XZ do elipsoide de deformação, onde é possível observar pepitas de ouro preenchendo a foliação milonítica e concentrando no encontro da foliação S com a foliação C do par S-C. (b) Croqui esquemático da figura (a) mostrando a relação do par de foliação S-C com a ocorrência das pepitas de ouro. (c) Figura mostra imagem microscópica na fração de 65# de grãos de ouro na forma de rods, orientados paralelos o eixo y. (d) Bloco diagram esquemático mostrando a cinemática da zona de cisalhamento e as relações entre as estruturas planares e lineares. Note que a lineação de estiramento é paralela a Y e é perpendicular ao transporte tectônico. O plunge da mineralização de ouro está orientado paralela à lineação de estiramento Le2.

4.2 Controle estrutural no depósito Sertão

A mineralização de ouro no depósito Sertão se apresenta como veios de quartzo sulfetados e sulfetos disseminados, contidos em uma zona de cisalhamento da fase D₂ de direção N-S, que segue uma morfologia semelhante de rampa e patamar, com veios de quartzo sigmoidais e boudinados (Figura 21). O *plunge* do minério está orientado na direção 315/10°, que é paralela à lineação de estiramento mineral Le₂ rotacionada nesta região pela Falha de Faina.

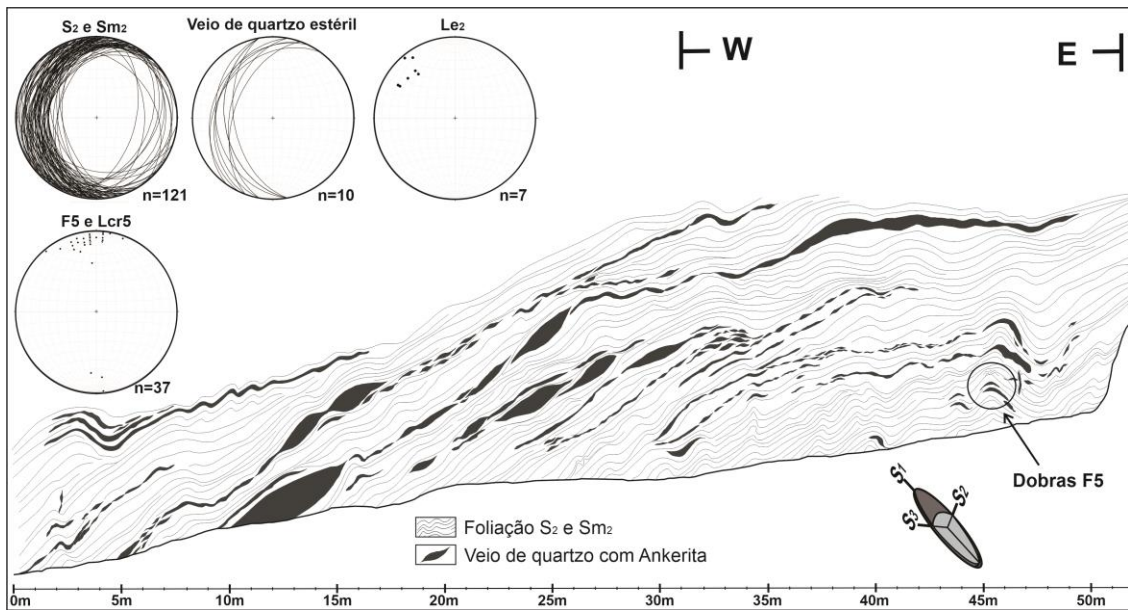


Figura 21. Mapa de detalhe do talude da mina a céu aberto da Sertão, estágio 5. Hang-wall da zona mineralizada. Veios estéreis de quartzo + ankerita mostrando um padrão sigmoidal que se repete em todo o depósito. Nessa região do GBF as estruturas da fase D2 estão rotacionadas pela influência da Falha de Faina.

4.3 Controle estrutural do Depósito Antena

No depósito Antena, a mineralização também está controlada por zonas de cisalhamento da fase D₂, que localmente apresenta direção NW-SE variando para EW. A deformação progressiva da fase D₂ gerou dobras isoclinais que duplicaram a zona mineralizada (Figura 22). Assim como nos depósitos Cascavel e Sertão, o *plunge* do minério também é paralelo a lineação de estiramento (Le₂), representada por sulfetos estirados e orientados segundo o eixo Y do elipsoide de deformação (Figura 23). Com frequência máxima de 265/50°, porém está ondulado devido à forte influência do dobramento da fase D₃ (Figura 22), marcada por zonas de cisalhamento direcional destal. A fase D₃ gerou dobras abertas assimétricas que concentraram a mineralização na zona de charneira, fator que influenciou positivamente na lavra do minério.

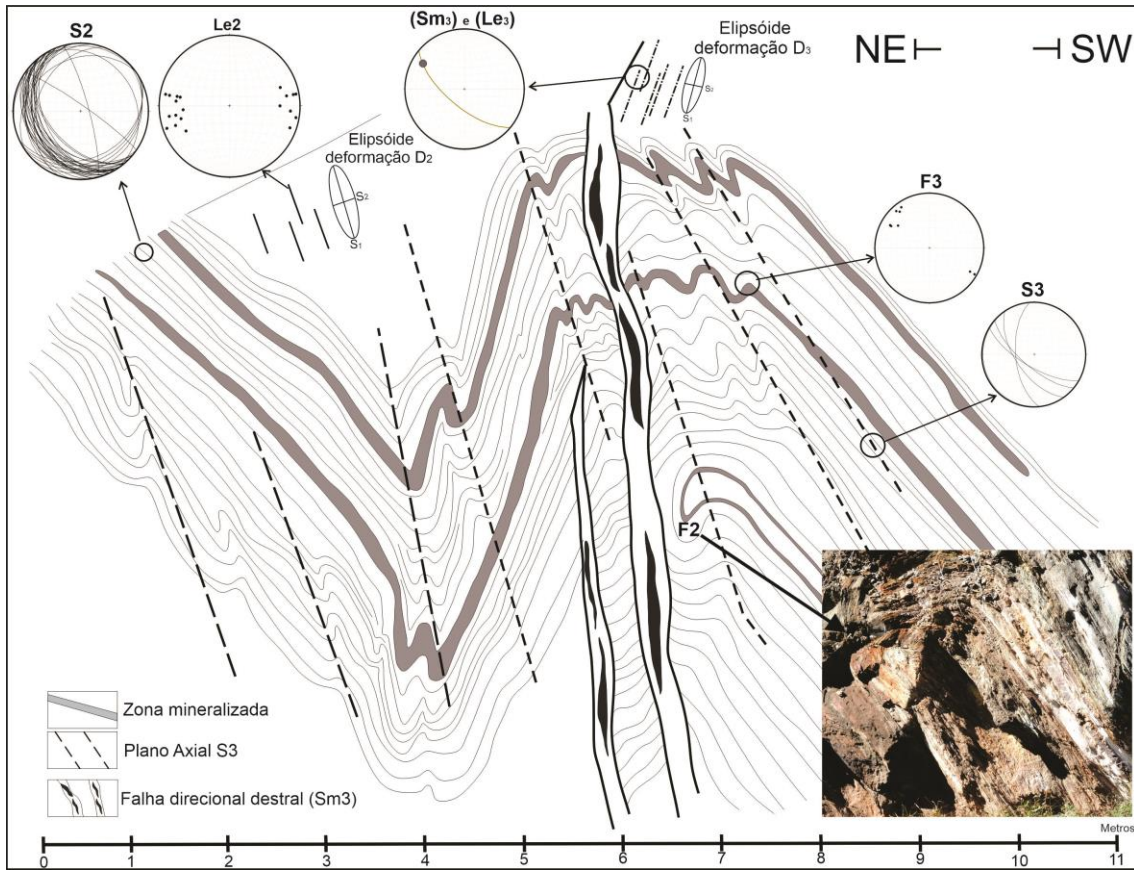


Figura 22. Seção NE-SW da parede da mina a céu aberto Antena Sul. Zona mineralizada dobrada pela fase D_2 e redobrada pela fase D_3 . As dobras isoclinais da fase D_2 duplicam as camadas mineralizadas.

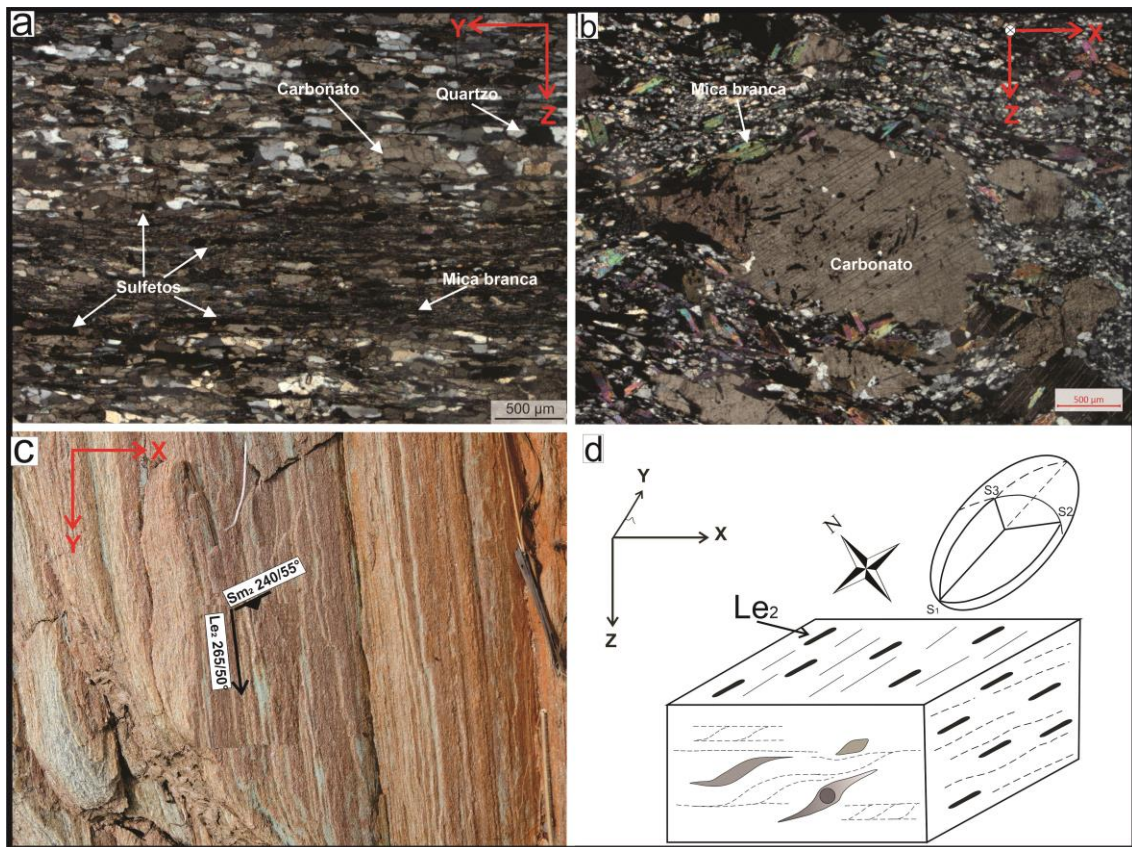


Figura 23. (a) Fotomicrografia em corte paralelo à lineação de estiramento (YZ), onde é possível observar o estiramento mineral segundo o eixo Y. (b) Fotomicrografia da mesma lâmina da figura (a), dessa vez mostrando o plano XZ do elipsoide de deformação, plano perpendicular a lineação de estiramento mineral. Note que nesse plano é possível observar indicadores cinemáticos formados por carbonatos sigmoidais. (c) Afloramento na parede da mina a céu aberto Antena Sul onde foi tirada as lâminas das figuras (a) e (b). Foto mostra a lineação de estiramento mineral (L_{e2}) e o caimento da foliação S_{m2} . (d) Figura esquemática mostra bloco diagrama com a relação entre a cinemática e as estruturas planares e lineares. Note que a lineação de estiramento, o principal controle da mineralização, é paralela a y e perpendicular ao transporte tectônico.

5. Discussões

5.1 Análise estrutural e comportamento das estruturas nos diferentes domínios tectônicos

A estruturação geral do *greenstone belt* Faina é fortemente condicionada por um sistema de empurrões e dobramentos regionais com vergência para norte. A investigação das estruturas regionais distribuídas nos diferentes domínios do *greenstone belt* Faina, bem como das meso-estruturas presentes nos principais depósitos minerais da região, demonstrou a existência de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados ao sistema de empurrões e dobramentos regional.

A análise da arquitetura e dos principais elementos estruturais do GBF, preferencialmente as estruturas da fase D2, permitiram a individualização de três domínios estruturais principais (Figura 24). O Domínio Nordeste é caracterizado pela menor espessura da sequência supracrustal do primeiro ciclo sedimentar e pela continuidade retilínea das principais estruturas, que apresentam direção NW-SE constante, sem zonas de inflexões, ou seja, sem mudanças bruscas na direção da foliação principal. Neste domínio a foliação milonítica da fase D2 tem atitude média de $230/30^\circ$ e a lineação de estiramento apresenta frequência máxima em $260/20^\circ$. Os indicadores cinemáticos (bandas de cisalhamento S-C e C'), *shear folds* e a lineação de estiramento mineral indicam transporte tectônico para norte associado as zonas de cisalhamento reversas e obliquas.

O Domínio Central é onde estão localizadas as minas Atena e Cascavel, e pode ser interpretado como a região onde houve a maior abertura de espaços presente no GBF. Isso porque é a região onde ocorre a inflexão das estruturas de escala regional da fase D2 e também pelo fato de apresentar bastante estruturas de segunda ordem mineralizadas em ouro. A espessura do primeiro ciclo sedimentar aumenta consideravelmente em relação aos outros domínios do GBF e pode estar relacionada a duplicação da sequência sedimentar por falhas de cavalgamento. Neste domínio a foliação milonítica da fase D2 apresenta inflexões, mudando para direção $190/30^\circ$, onde é possível observar uma relação angular entre a foliação S e a foliação C do par S-C. No entanto a lineação de estiramento permanece com a mesma direção do Domínio Nordeste. Neste domínio, o sentido do transporte tectônico da fase D2 se mantém de sul para o norte.

O Domínio Sudoeste, apresenta uma maior espessura do segundo ciclo sedimentar e redução da espessura do primeiro ciclo em relação ao Domínio Central. As principais estruturas da fase D2 voltam a ter um caráter retilíneo, onde o par cisalhante S-C tende ao paralelismo, se mantendo na direção NW-SE, exceto na extremidade sul, onde as estruturas estão rotacionadas devido a influência da Falha de Faina (Figura 10).

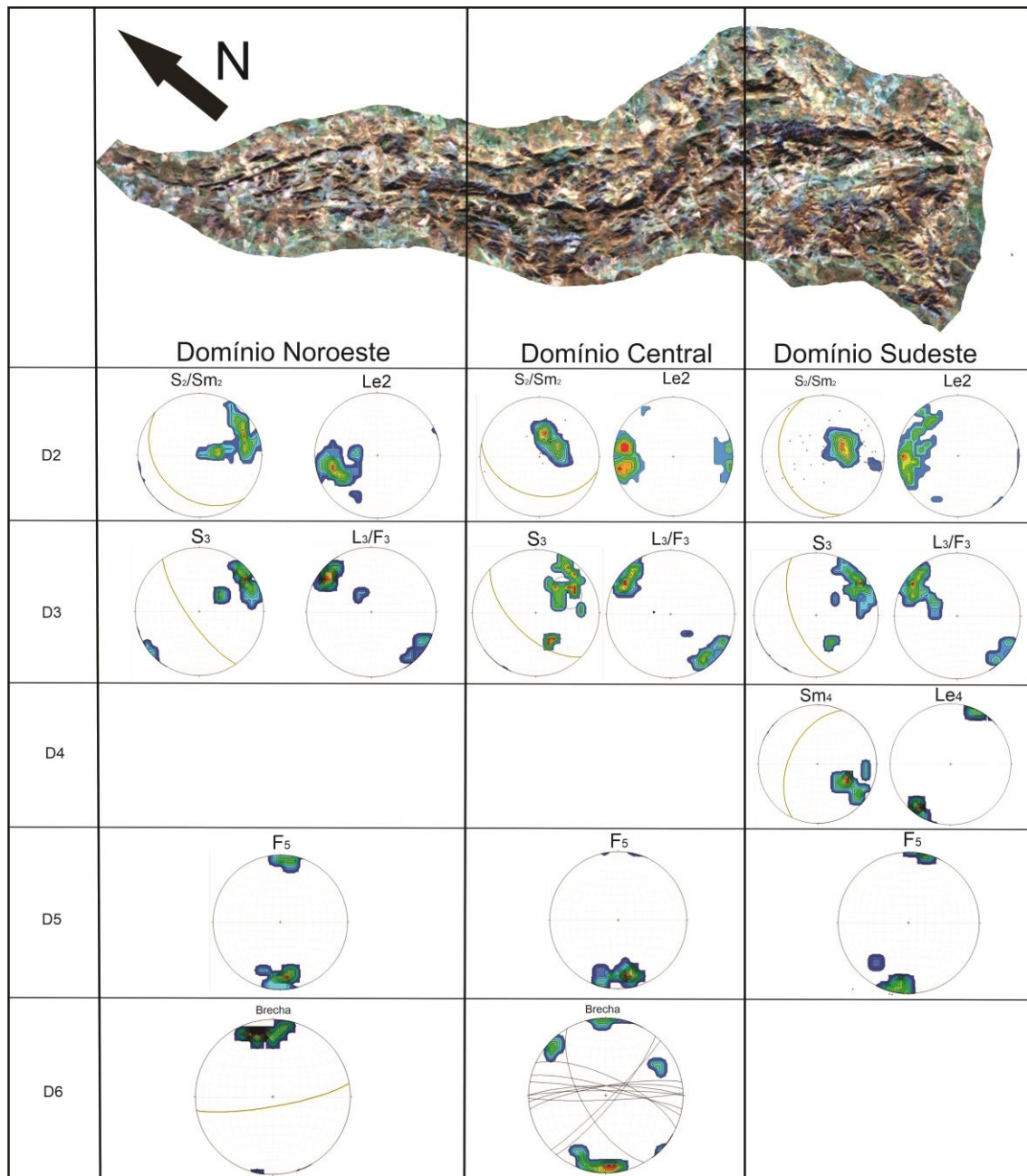


Figura 24. Quadro esquemático mostrando os domínios estruturais presentes no GBF e os esteriogramas das principais estruturas de cada fase deformacional relacionadas a cada domínio.

5.2 As estruturas tectônicas do greenstone belt Faina estão relacionadas à zonas de cisalhamento monoclinicas?

As lineações de estiramento e os indicadores cinemáticos em zonas de cisalhamento são ferramentas importantes para determinar a direção do movimento relativo das encaixantes e as direções de transporte tectônico regional. Entretanto, os indicadores cinemáticos em zonas de cisalhamento monoclinicas podem apresentar

comportamento totalmente distintos dos indicadores cinemáticos observados em *simple shear zones* dependendo da geometria do fluxo nas zonas de cisalhamento (Passchier 1998).

Nas zonas de cisalhamento simples, as estruturas assimétricas utilizadas para determinar o sentido do cisalhamento (ex. porfiroclastos, s-c e s -c' shear bands) são melhor observadas em seções normais ao vetor de vorticidade. Essa seção é paralela a ao plano XZ do elipsoide de strain e, na prática, essa seção é paralela à lineação de estiramento e normal a foliação milonítica. Por outro lado, nas zonas de cisalhamento monoclinicas, onde o fluxo não é causado por simple shear, as estruturas assimétricas também são melhor desenvolvidas em seções normal ao vetor de vorticidade (Hamme e Passchier, 1991). Entretanto, dependendo da geometria do fluxo na zona de cisalhamento, as relações espaciais entre os elementos planares e lineares e o sentido de cisalhamento podem ser totalmente diferentes. Neste contexto, Passchier (1998) define três tipos de zonas de cisalhamento de acordo com a relação ente os elementos planares e o eixo de vorticidade: zonas de cisalhamento X_1 , Y_1 e Z_1 (Figura 25). Nas zonas de cisalhamento X_1 , o plano de perfil de vorticidade (VPP) é normal as estruturas lineares e planares (lineação de estiramento e foliação milonítica), como acontece em algumas zonas transpressivas. Nas zonas de cisalhamento Y_1 o plano de perfil de vorticidade (VPP) está posicionado paralelo aos elementos lineares e perpendicular aos elementos planares e pode estar relacionada a zonas de cisalhamento simples, *shortening* ou *stretching* shear zones. As zonas de cisalhamento Z_1 possuem o plano de perfil de vorticidade (VPP) paralelo aos elementos planares e lineares e podem ser geradas em ambientes de transtensão.

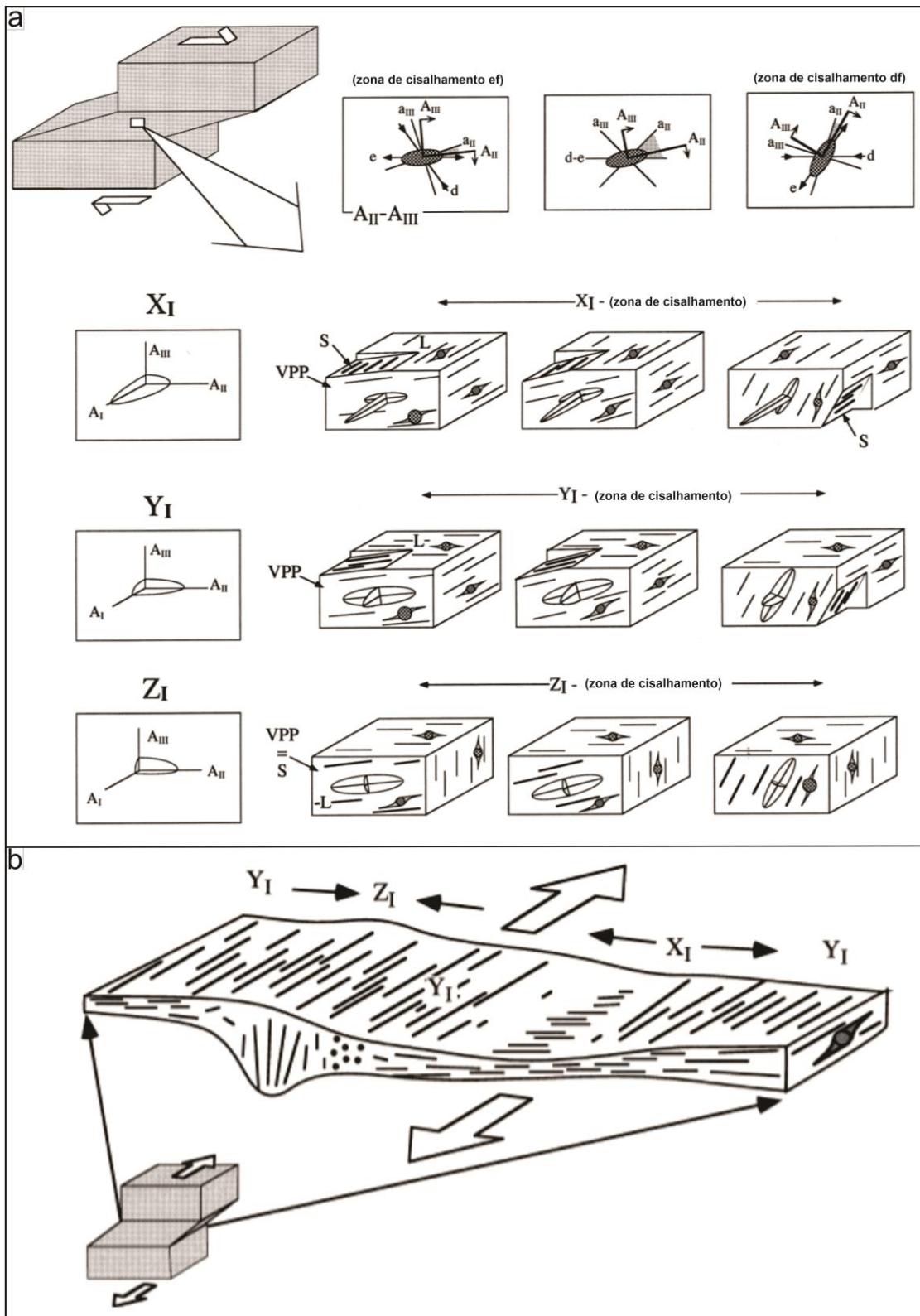


Figura 25. (a) Diagrama mostrando o efeito da geometria do fluxo nas zonas de cisalhamento monoclinicas e a relação entre a orientação das estruturas desenvolvida na zona de cisalhamento nas três principais classes de deformação X_I , Y_I e Z_I (Passchier 1998). Os blocos diagramas mostram cada tipo de zona de cisalhamento com a forma e a orientação do elipsoide de deformação e a orientação das estruturas planares (S) e lineares (L) em relação ao plano de perfil de vorticidade (VPP). (b) Ilustração de uma possível variação lateral nas zonas de cisalhamento monoclinicas do tipo X_I , Y_I e Z_I durante uma deformação progressiva. O tipo X_I representa a deformação do GBF (Passchier 1998).

No *greenstone belt* Faina a mineralização ocorre na fase D₂, interpretada como zonas de cisalhamento do tipo X₁ (Passchier, 1989), onde as estruturas lineares, como lineações de estiramento, *rods* de quartzo, tectonitos L, e zona de charneira em *shear folds* estão orientadas perpendiculares ao plano de perfil de vorticidade (VPP). Desta forma, os indicadores cinemáticos da fase D₂ são observados em seções perpendiculares à direção da lineação de estiramento, ao contrário do que seria esperado, e mostram um transporte tectônico de sul para norte em todo *greenstone belt*, exceto na porção sul, na qual as estruturas da fase D₂ estão rotacionadas pela influência da Falha de Faina (Figura 26). O *plunge* da mineralização está orientado paralelo ao eixo de vorticidade, sendo que a mineralização ocorre com maior frequência em sombras de pressão de estruturas sigmoidais, dentro de zonas de cisalhamento da fase D₂, controlada principalmente pela lineação de estiramento Le₂, que é coincidente com o eixo das *shear folds* e com a intersecção entre as estruturas S e C dentro das zonas de cisalhamento.

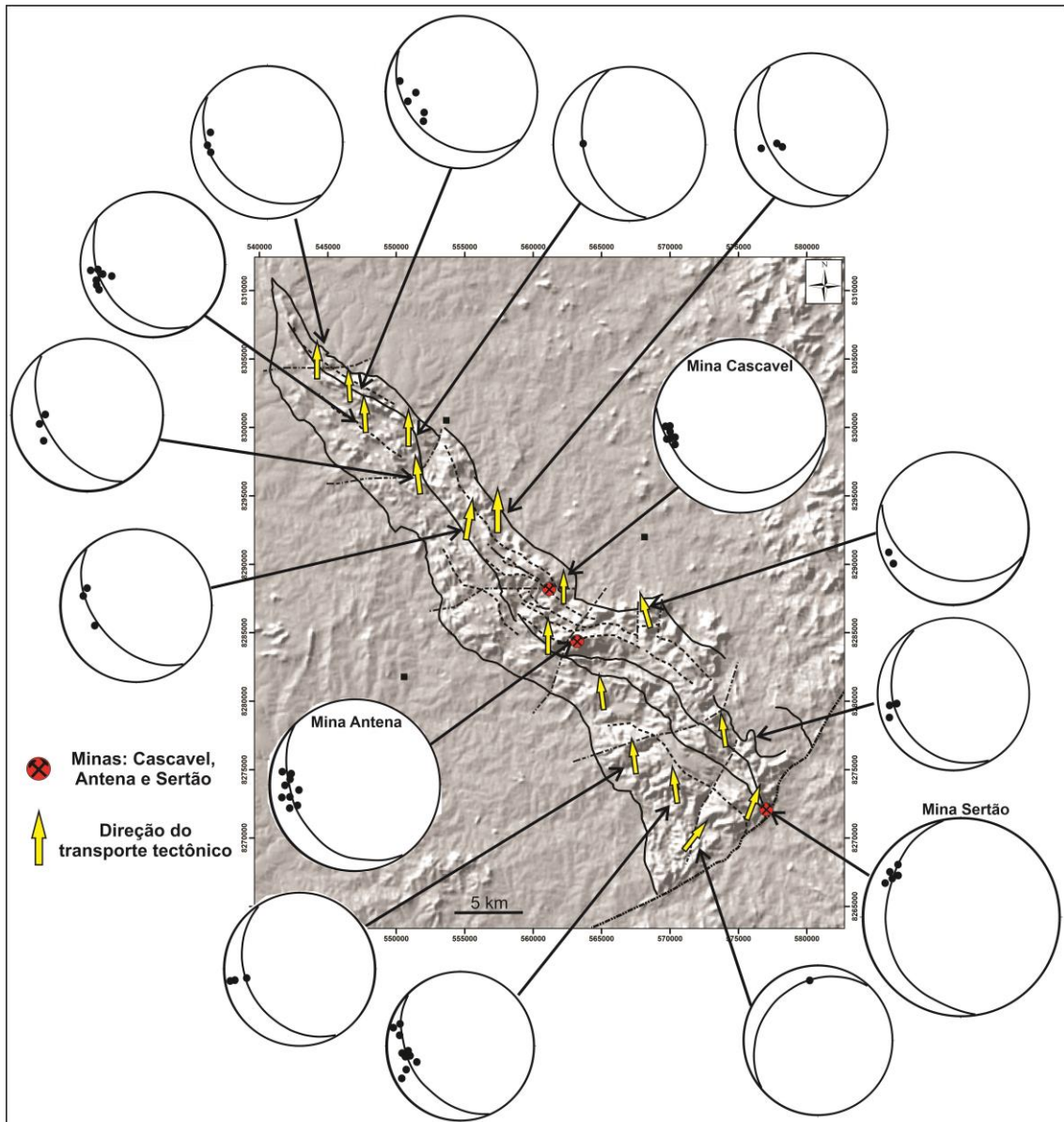


Figura 26. Figura mostra a relação das estruturas planares (Sm_2) e lineares (Le_2) da fase D_2 distribuídas pelo GBF. Seta branca mostra a direção do transporte tectônico, que é perpendicular a lineação de estiramento (Le_2).

5.3 Estruturas condutos de fluidos mineralizantes (Path Way)

A origem de fluidos mineralizantes em sistemas orogênicos está relacionada a processos metamórficos (Groves *et al.*, 2020), onde os fluidos são gerados durante o metamorfismo de sequências de rochas mais profundas ou pela desvolatilização de sedimentos durante a subducção da placa oceânica (Groves *et al.*, 2019). Em ambos os casos, o controle dos processos mineralizantes está intimamente relacionado a evolução estrutural e a geometria dos orógenos prospectivos em ouro (Ridley, 1993; Cox *et al.*,

2001; Sibson, 2004; Deng *et al.*, 2015). O aspecto mais importante dentro de um sistema mineralizante orogênico são as estruturas crustais que favorecem a migração dos fluidos que irão se alojar em sítios favoráveis a deposição do ouro. A arquitetura dos orógenos tem papel fundamental na geração dos depósitos. Falhas ou zonas de cisalhamento regionais servem como condutos para a ascensão de fluidos enriquecidos da fonte até os sítios de deposição (Groves *et al.* 2020).

Como notado por muitos autores (ex. Groves *et al.*, 2000; Goldfarb *et al.*, 2005; Robert *et al.*, 2005), um fator primordial para a existência de distrito gigantes de ouro orogênico é a presença de estruturas de 1° ordem de escala crustal-litosférica e estruturas de 2° ordem conectadas a essa estrutura principal. (ex. Abitibi Belt, Canadá: Colvine *et al.*, 1984; Norseman-Wiluna Belt, Western Australia: Tripp, 2014). As estruturas de escala crustal-litosférica servem de conduto para a passagem de fluidos hidrotermais mais profundos, que normalmente são fluidos de caráter reduzido e aquo-carbônicos. Porém, estruturas lineares em zonas de cisalhamento de escala crustal não são bons condutos para transporte de fluidos. A migração de fluidos é mais eficaz em segmentos curvilíneos, onde a estrutura de 1° ordem muda para direções anômalas, 20-25° do *trend* principal, e é ao longo de estruturas de 2° ordem adjacentes a esses segmentos curvilíneos que os grandes distritos de ouro estão localizados, (Weinberg *et al.*, 2004).

No *greenstone belt* Faina, ocorrem três grandes estruturas de escala regional, interpretadas como falhas de empurrão de baixo ângulo representadas pelas zonas de cisalhamento Lua Nova, Antena e Jeriacoara (Figura 2). Essas falhas foram de fundamental importância para a formação de depósitos de ouro orogênico no GBF, servindo de conduto para migração de fluidos mineralizantes profundos. As principais ocorrências de ouro orogênico estão hospedadas em zonas de cisalhamento de 2° ordem, adjacentes a zonas de inflexão das estruturas de primeira ordem, com destaque para as minas Sertão, Antena e Cascavel. As minas Antena e Cascavel estão localizadas no domínio tectônico central do *greenstone belt*, que representa uma zona de inflexão de escala regional, onde gerou espaços para a acumulação de fluidos mineralizantes e posterior deposição do ouro em estruturas secundárias (Figura 27). Essa configuração corrobora com os modelos atuais de ouro orogênico espalhados pelo mundo, tendo como exemplo próximo a mina de Serra Grande, localizada na cidade de Crixás-GO, (Ulrich *et al.*, 2021).

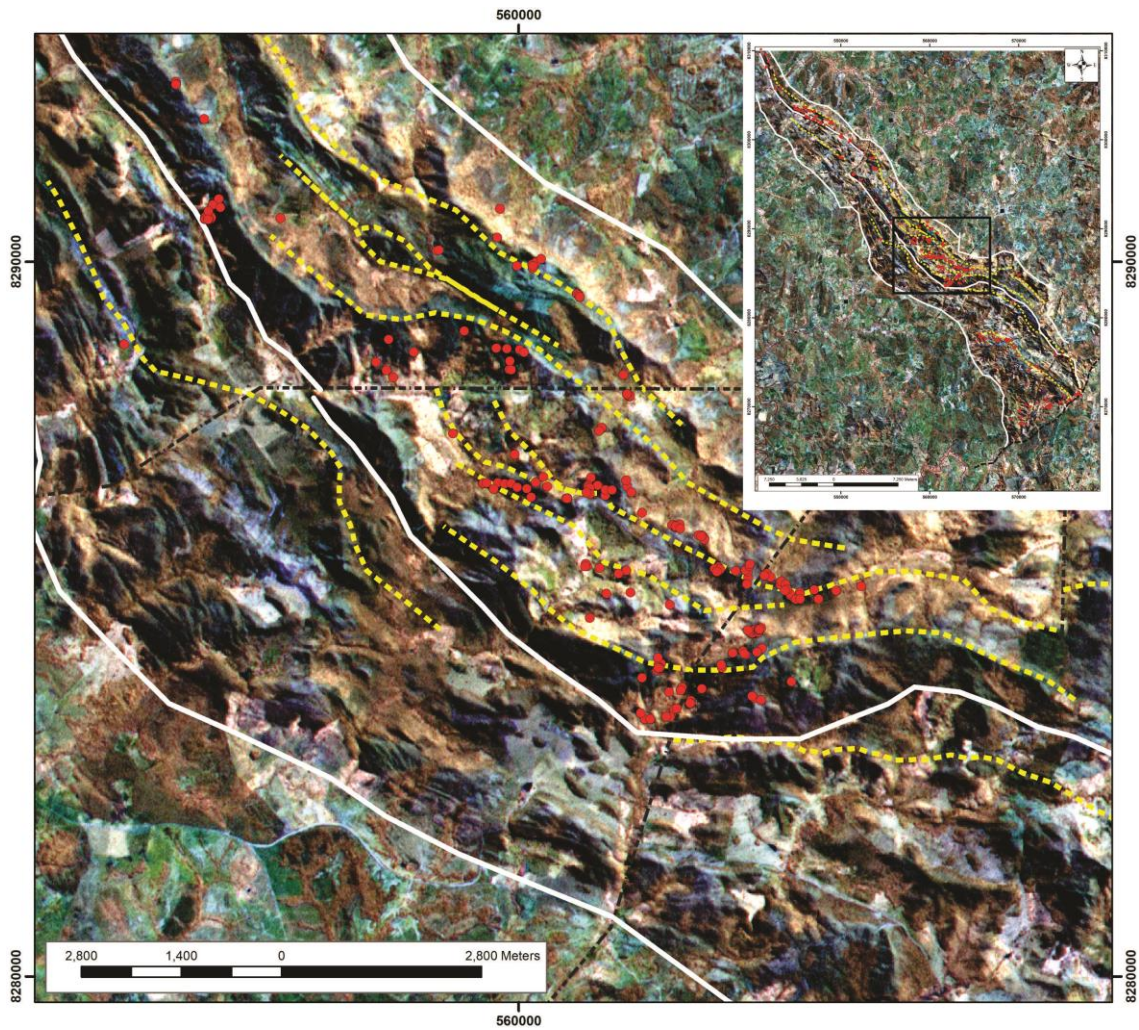


Figura 27. Imagem de Satélite LAND SAT mostrando a relação das ocorrências de ouro > 1 ppm (círculos vermelhos) e as estruturas de 2^o ordem. Destaque para o domínio tectônico central, onde ocorre a inflexão das estruturas da fase D2, e também onde ocorre a abertura de espaços para a deposição de ouro.

5.4 Principais trapas estruturais no greenstone belt Faina

Estruturas anticlinais ou antifformes, representam um dos mais robustos controles na localização de depósitos de ouro orogênico em uma escala de depósito a distrito. Depósitos de ouro orogênico estão associados a falhas e fraturas associadas a dobramentos flexurais como principal mecanismo de deformação (Groves et al., 2000; Goldfarb et al., 2005, Cox et al., (1991). Segundo Groves et al. (2016), os fluidos metamórficos são canalizados através de empurrões e fraturas, e posteriormente, são depositados em zonas de charneira de dobras assimétricas formadas por dobramento flexural. Contudo, zonas de cisalhamento não são apenas condutos para fluidos

mineralizantes, elas também podem conter mineralização de ouro expressivas, que não estão controladas por zonas de charneiras, e sim em zonas de cisalhamento de segunda e terceira ordens associadas a locais de abertura de espaços como sombras de pressão de estruturas sigmoidais. No GBF a mineralização de ouro orogênico está contida em zonas de cisalhamento de segunda ordem da fase D_2 e concentrada em sombras de pressão de estruturas sigmoidais, que vão de escala regional a microscópica (Figuras 20, 23b e 28). Um exemplo claro dessa situação acontece no Domínio Central do GBF, onde estão localizadas as minas Cascavel e Antena (Figura 28). A concentração de ouro nestas regiões gera um plunge paralelo à lineação de estiramento, que no caso do greenstone belt Faina é perpendicular ao plano de perfil vorticidade (VPP), em um contexto de zonas de cisalhamento monoclinica do tipo X1 (Passchier 1998).

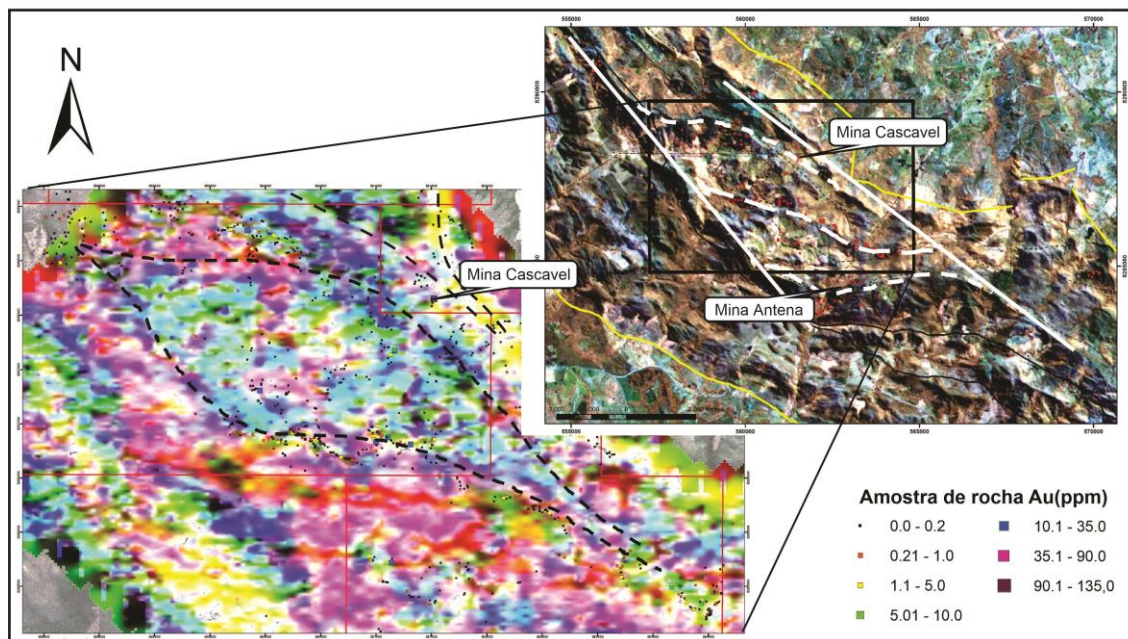


Figura 28. Figura ilustrativa com imagem de stélite LAND SAT e aerogeofísica do domínio central do GBF. A imagem referente ao polígono preto é uma fusão entre os levantamentos aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico. A imagem de stélite mostra relação entre as principais estruturas regionais, representadas pelas linhas brancas tracejada e contínua. Essa configuração é semelhante aos pares de foliação S-C encontrados nas regiões mineralizadas. Na imagem aérea as linhas pretas tracejadas representam estruturas sigmoidais regionais. Note que as melhores ocorrências de ouro estão localizadas nas sombra de pressão desses sigmoides.

6. Conclusões

O mapeamento geológico e estrutural, junto com as análises petrográficas e de campo, auxiliaram no entendimento do arcabouço estrutural e na elaboração de um modelo estrutural para o controle da mineralização de ouro no *greenstone belt* Faina.

A estruturação geral do *greenstone belt* Faina é fortemente condicionada por um sistema de empurrões e dobramentos regionais com vergência para norte. A investigação das estruturas regionais distribuídas nos diferentes domínios do *greenstone belt* Faina, bem como das meso-estruturas presentes nos principais depósitos minerais da região, demonstrou a existência de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados ao sistema de empurrões e dobramentos regional. Nesse contexto, foram observadas estruturas tectônicas pertencentes a 6 fases deformacionais (D₁, D₂, D₃, D₄, D₅ e D₆), que foram formadas em pelo menos três eventos tectônicos distintos.

As três primeiras fases deformacionais D₁, D₂ e D₃ são progressivas e foram geradas no Evento Tectônico compressivo E₁ de provável idade paleoproterozoica. Estas estruturas foram geradas em condições dúcteis a dúcteis-rupteis em regime transpressivo. Em D₁, foi gerada a foliação (S₁) paralela ao acamamento sedimentar, que foi transposta e obliterada quase por completo pelas fases deformacionais posteriores. A deformação evoluiu para fase D₂, que é a principal fase deformacional do GBF e a que gerou as estruturas mais proeminentes da região. Esta fase gerou estruturas hipozonais de primeira ordem, representadas por um complexo sistema de empurrões NW-SE de escala regional, e também por estruturas de segunda ordem de nível crustal mesozonal. As principais falhas de empurrão da região - Jeriacoara, Antena e Lua Nova - estão associadas a essa fase e serviram de conduto para passagem de fluidos hidrotermais que se alojaram em estruturas de segunda ordem. Nesta fase foram desenvolvidas espessas zonas de cisalhamento com formação de foliação milonítica (Sm₂) e *shear folds* (F₂), nas quais os indicadores cinemáticos mostram um transporte tectônico de sul para norte. O evento E₁ finaliza com a fase D₃, representada por zonas de cisalhamento direcionais destrais, de direção NW-SE, com desenvolvimento da foliação milonítica Sm₃, dobras normais assimétricas (F₃) com vergência para NE e foliação plano axial (S₃). Essa fase é interpretada como um escape da deformação para a direção NW.

O segundo evento tectônico registrado nas rochas do *greenstone belt* Faina é representado pelas fases D₄ e D₅. Durante a fase D₄, foi formada a Falha de Faina, com direção NE, que separa os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita. Trata-se de uma falha direcional destal que rotaciona as demais estruturas formadas durante as fases anteriores. Associada a essa falha regional são observadas zonas de cisalhamento com foliação milonítica (Sm₄) e lineação de estiramento (Lm₄). A fase D₅ é representada por dobras abertas e crenulação com eixo N-S. Essas estruturas são observadas no GBF e em toda Faixa Brasília e são interpretadas como resultado dos estágios finais da deformação Brasileira. O último evento deformacional impresso na região, o evento tectônico E₃, é marcado por estruturas rúpteis de direção EW e NE-SW e pode estar associado ao Cretáceo

Os depósitos auríferos presentes no GBF são tipicamente de natureza orogênica, pois estão contidos em estruturas geradas durante o evento colisional, e apresentam um caráter sin-tectônico, onde o ouro está fortemente controlado por estruturas formadas durante a fase deformacional D₂. A arquitetura do GBF também corrobora para um ambiente orogênico, com estruturas regionais de nível crustal e estruturas mais rasas, de nível crustal mesozonal. As estruturas de primeira ordem são condutos para migração de fluidos mineralizantes, onde a fonte do ouro pode estar contida em rochas vulcânicas da base do *greenstone belt* e/ou rochas sedimentares, como é o caso do conglomerado aurífero presente na base do segundo ciclo sedimentar. O fluido mineralizante é produto do metamorfismo dessas rochas fontes de ouro, e ascendem através de estruturas de 1^o ordem (empurrões com direção NW-SE) durante a fase colisional, provavelmente geradas no Paleoproterozoico. Os fluidos são canalizados em estruturas regionais de primeira ordem e se acumulam nas inflexões dessas estruturas, onde se depositam em estruturas de segunda ordem, que no caso do GBF são sombras de pressão de estruturas sigmoidais. Neste contexto, um guia prospectivo para regiões ricas em ouro no GBF são zonas de alívio próximo as inflexões de escala regional. Essas zonas de alívio podem ser comandadas por zonas de cisalhamento de segunda ordem, estruturadas em geometria sigmoidais, onde o ouro concentra em sombra de pressão desses sigmoides, tanto em escala regional quanto microscópica, se concentrando preferencialmente em um *plunge* paralelo a lineação de estiramento mineral. Sendo assim, um dos vetores prospectivos para ouro no GBF são as zonas de inflexão e/ou sombras de pressão em

estruturas regionais como falhas de empurrão ou falhas direcionais. Esse é o conjunto de fatores que condicionam a formação de depósitos de ouro orogênico no GBF.

7. Referências Bibliográficas

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth-Science Reviews* 17 (1), 1-29.

Araújo, J.G., Pimentel, M. M., & Richard, A. (2002). Idade e significado do sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil no Arco Magmático de Goiás: novos dados U-Pb SHIMP e Sm-Nd. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. p. 486.

Araújo Filho, J.O., 1999. Structural Characteristics and Tectonic Evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil. University of Illinois at Urbana-Champaign, USA, p. 433. Ph.D. Thesis.

Araújo Filho, J.O., 2000. The Pirineus Syntaxis: An example of the intersection of TWO Brasileiro Fold-Thrust Belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(1): 144-148.

Borges, C.C.A.; Toledo, C.L.B.; Silva, A. M.; Chemale Jr., F.; Jost, H.; Lana, C. C., 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita greenstone belts, Central Brazil: Evidences for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precambrian Research* 292, 350-377.

Bogossian, J., Hagemann, S.G., Rodrigues, V.G., Lobato, L.M., Roberts, M., 2020. Hydrothermal alteration and mineralization in the Faina greenstone belt: evidence from the Cascavel and Sertão orogenic gold deposits. *Ore Geology Reviews* 119, 103293.

Brant, R.A.P., Souza, V.S., Dantas, E.L., Jost, H., Rodrigues, V.G., Carvalho, M.J., Araújo, K.C., 2015. Contribuição ao estudo de proveniência sedimentar com base em dados U-Pb para o greenstone belt de Faina, Goiás. In: SBG, XIV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, Anais, pp. 30-33.

Carvalho, M.J., Rodrigues, V.G., Jost, H., 2013. Formação Arraial Dantas: Depósito aurífero detrítico glacial do greenstone belt de Faina, Goiás. In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3, Gramado.

Cordeiro, P.F.O. and Gouveia, C.G. (2017). The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research* 298, 403-420.

Colvine, A.C., Andrews, A.J., Cherry, M.E., Durocher, M.E., Fyon, J.A., Lavigne, M.J., MacDonald, A.J., Marmont, S., et al., 1984. An integrated Model for the Origin of Archean Lode-gold Deposits. Ontario Geological Survey Open-File Report 5524, 98p.

- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists Reviews* 14, 1-24.
- Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A., Potter, T.F., 1991. Deformation and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits – examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews* 6, 391-423.
- Danni, J.C.M.; Dardene, M.A.; Fuck, R.A., 1981. Geologia da Serra da Santa Rita e Sequência Serra do Cantagalo. In: *Simpósio Geologia Do Centro-Oeste*, 1. Goiânia, 1981. Atas. Goiânia, SBG, p. 265-280.
- Danni, J.C.M., Jost, H., Winge, M. e Andrade, G.F., 1986. Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina. *Anais, XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG*, 570-584.
- Danni, J.C.M and Ribeiro, C.C., (1978). Caracterização Estratigráfica da Sequência Vulcanossedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, *Anais* 2, 582-596.
- Dardenne, M.A. (2000). The Brasília fold belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 231–263.
- Deng, J., Wang, C.M., Bagas, L., Carranza, E. J.M., Lu, Y.J., 2015. Cretaceous–Cenozoic tectonic history of the Jiaojia Fault and gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China: constraints from zircon U–Pb, illite K–Ar, and apatite fission track thermochronometry. *Mineralium Deposita* 50, 987-1006.
- Fuck, R.A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: *SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste*, 4, Brasília, *Anais...*, 184-187.
- Goldfarb, R.J. and Santosh, M., 2014. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geoscience Frontiers* 5 139-153.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary* 407–450.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1-75.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G.Y., Holyland, P., 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews* 17, 1-38.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Santosh, M., 2016. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc setting. *Geoscience Frontiers* 7, 303-314.

- Groves, D.I., Santosh, M., Deng, J., Wang, Q.F., Yang, L.Q., Zhang, L., 2019. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Mineralium Deposita* 55(2), 275-292.
- Groves, D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J., Zhang, L., 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers* 9, 1163-1177.
- Groves, D.I., Santosh, M., Zhang, L., 2020. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach. *Geoscience Frontiers* 11, Issue 3, 719-738.
- Hanmer, S. and Passchier, C.W. (1991) Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada. Paper 90.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Fuck, R.A., Dussin, R.A., 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 201-212.
- Jost, H., Carmelo, A.C. and Menezes, P.R., 1994a. Litologias, relaoes de contato e estruturas do Bloco do Caiamar, Crixás, Goiás. Resumos Expandidos, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG, 18-20.
- Jost, H., Vargas, M.C., Fuck, R.A., Kuyumjian, R.M. e Pires, A.C.B., 1994b. Relaoes de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moquém, Crixás e Goiás. Resumos Expandidos, IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, SBG 15-17.
- Passchier, C.W., 1998. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, 20, 1121-1137.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Ferreira Filho, C.F., Araujo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 195–229.
- Pimentel, M.M., Filho, C.F.F., Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP-U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: meso- (1.25 Ga) and neoproterozoic (0.79Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian* 132, 133–153.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., DellaGiustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R., 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, 345–357.
- Queiroz, C.L., Jost, H., da Silva, L.C., McNaughton, N.J., 2008. U-Pb SHRIMP and SmNd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean Terrain. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 100–124.

- Ridley, J., 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein- and lode-style gold deposits. *Or Geology Reviews* 8, 23-37.
- Resende, M.G., Jost, H., Lima, B.E.M., Teixeira, A.A., 1999. Proveniência e idades-modelo Sm-Nd de rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geologia* 29, 281-290
- Resende M.G., Jost H., Osborne G.A., Mol A.G., 1998. Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociencias* 28, 77-94.
- Robert, F., Poulson, H.K, Cassidy, K.F., Hodgson, J.C., 2005. Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons. *Economic Geology* 100, 1001-1003.
- Sibson, R.H., 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralization. *Journal of Structural Geology* 26, 1127-1136.
- Teixeira, N.A., Saboia, L.A., Ferreira, M.C.B., Teixeira, A.S., Castro, J.H.G., 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. *SBG, Núcleo do Centro-Oeste, Boletim Informativo* 10, 33-87.
- Toledo, C.L.B., Silva, A.M. et al., 2014. Trabalho Final de Graduação em Geologia da Universidade de Brasília (Projeto Faina-Goiás): Mapeamento geológico em escala 1:25.000 dos greenstone belts Faina e Serra de Santa Rita.
- Tomazzoli, E.R. (1985). Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás - GO. Unpublished Masters Thesis, Universidade de Brasília, 206, p.0
- Tripp, G., 2014. How Neoproterozoic Stratigraphy and Structural Geology Deyermine the Timing and Controls of World-class Greenstone Gold Camps in the Eastern Goldfields Province: Key Factors for Gold Exploration. *Gold'14 Extended Abstracts AIG Bulletin* 59, 124-128.
- Ulrich, S., Hageman, S., Marques, J.C., Figueredo, F L.A.R., Ramires, J., E., F., Frantz, J. C., Perteson, K., 2021. The Orogenic Crixás Gold Deposit, Goiás, Brazil: A Review and New Constraints on Structural Control of Ore Bodies. *Minerals* 11, 1050.
- Valeriano, C.M.; Pimentel, M.M.; Heilbron, M.; Almeida, J.C.H.; Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt Central Brazil and early assembly of Gondwana. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 197–210
- Vargas, M.C. (1992). Geologia das rochas granito-gnáissicas da região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 167p.
- Weinberg, R.F., Hodkiewicz, P.F., Groves, D.I., 2004. What controls gold distribution in Archean terranes? *Geology* 32, 545-548