

# Caracterização estrutural do domínio interno da Faixa Paraguai na região de Cangas, porção centro-sul do Estado de Mato Grosso

*Structural characterization of the internal domain of Paraguai Belt, in the Cangas region, south central portion of Mato Grosso, Brazil*

Bruno de Siqueira Costa<sup>1</sup>, Carlos Humberto da Silva<sup>2\*</sup>, Ana Cláudia Dantas da Costa<sup>2</sup>

**RESUMO:** O estudo das estruturas das rochas do Grupo Cuiabá, na região de Cangas, permitiu a identificação de três fases de deformação. A principal estrutura relacionada à primeira fase de deformação é uma clivagem ardosiana, paralela à estratificação e ao plano-axial de dobras recumbentes, com orientação 120/27. Nos estágios precoces desta fase foi gerada uma família de veios de quartzo (V1) disposta paralela às suas estruturas, sendo, em sua maioria, deformada. A segunda fase de deformação formou uma clivagem espaçada (S<sub>n+1</sub>), plano-axial de dobras normais, abertas a suaves e assimétricas e com orientação preferencial 110/68. A terceira fase de deformação é representada por um conjunto de fraturas de porte centimétrico a decamétrico e falhas com rejeitos métricos, que cortam todas as estruturas anteriores e têm orientação preferencial 35/82. Relacionada a esta fase de deformação ocorre uma segunda família de veios de quartzo (V2), que preenche as fraturas relacionadas à D<sub>n+2</sub> e pode (ou não) ser portadora de mineralizações auríferas.

**PALAVRAS-CHAVE:** Grupo Cuiabá; fases de deformação; veios de quartzo.

**ABSTRACT:** The structural study of rocks in the district of Cangas showed the identification of three phases of deformation for the Cuiabá Group in this region. The main structure oriented 120/27 is related to the first phase of deformation defined by a slate cleavage, parallel to the bedding and to the axial plane of recumbent folds. In the early stages of this phase a family of quartz veins (V1) was generated, arranged parallel to the structures of this phase of deformation, being all almost deformed. The second phase of deformation formed a crenulation cleavage (S<sub>n+1</sub>), axial plane of opened to gentle and asymmetric normal folds, with preferential orientation 110/68. The third phase of deformation is represented by a set of centimetric to decametric scale fractures and faults with metric slip that cut all previous structures, with orientations 35/82. Related to this phase of deformation occurs a second family of quartz veins (V2), which fills the fractures related to D<sub>n+2</sub> and may or may not be carrying gold mineralization.

**KEYWORDS:** Cuiabá Group; deformation phases, quartz veins.

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – ICET, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mail: geologobrunocosta@gmail.com

<sup>2</sup>Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra – ICET, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica, Cuiabá (MT), Brasil. E-mails: chsilva@ufmt.br; acdcosta@ufmt.br

\*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 30136. Recebido em: 21/07/2014. Aprovado em: 23/02/2015.

## INTRODUÇÃO

O Distrito de Cangas está localizado, em termos geotectônicos, na zona estrutural interna da Faixa de Dobramentos Paraguai, a sudeste do Cráton Amazônico.

A área de estudo (Fig. 1) está localizada na região centro-sul do Estado de Mato Grosso, nas proximidades de Cangas, distrito da cidade de Poconé, do qual se distancia cerca de 20 km, e está a aproximadamente 80 km da capital Cuiabá. Nos arredores de Cangas existem várias cavas a céu aberto e o alinhamento destas cavas marca um importante *trend* mineralizado, com orientação N35°-40°E, denominado alinhamento Cangas-Poconé por Paes de Barros *et al.* (1998). Apresenta um forte sinal magnético, evidenciando um controle lito-estrutural (Leão e Dall'Oglio 2009).

O presente trabalho teve como objetivo realizar a caracterização estrutural de uma localidade produtora de ouro, denominada Garimpo do Jonas ou Mineração Cangas II (Fig. 1), por meio de um mapeamento das cavas produtoras de ouro, e contribuir para o conhecimento da evolução estrutural dessa região da Baixada Cuiabana.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada situa-se na Faixa Paraguai que ocupa a porção ocidental da Província Tocantins (Fig. 1). Tal faixa apresenta-se em grande parte encoberta pelos sedimentos das Bacias do Paraná, Parecis e Pantanal. Almeida (1984) estabeleceu três domínios estruturais, mais tarde renomeados por Alvarenga e Trompette (1993) como:

1. Zona Interna, intensamente dobrada e metamorfizada, com intrusões graníticas;
2. Zona Externa, dobrada com pouco ou nenhum metamorfismo;
3. Coberturas sedimentares de plataforma. Nesta concepção a área de estudo encontra-se na Zona Interna.

A Zona Interna da Faixa Paraguai, na região da Baixada Cuiabana, vem sendo objeto de estudos há décadas, os principais trabalhos são: Luz *et al.* (1980), Alvarenga (1984, 1988), Alvarenga e Saes (1992), Pires *et al.* (1986), Del'Rey Silva (1990), Alvarenga e Trompette (1993), Silva (1999), Silva *et al.* (2002) Beal (2013). Na região do alinhamento Cangas-Poconé, os trabalhos realizados são raros, mais especificamente Silva (1999), Tokashiki e Saes (2008), Barboza (2008), Leão e Dall'Oglio (2009).

## ESTRATIGRAFIA

Tokashiki e Saes (2008) identificaram três unidades associadas ao conjunto sedimentar do Grupo Cuiabá.

Essas unidades são separadas por importantes quebras no regime deposicional (discordâncias), de forma que os autores supracitados formularam proposta para divisão formal do Grupo Cuiabá em três formações: Campina de Pedras (filitos, filitos grafitosos, intercalações de metarenitos com ciclos de Bouma incompletos, mármores calcíticos e meta-grauvacas feldspáticas), Acorizal (depósitos rítmicos com intercalações subordinadas de metarritmitos com seixos caídos, quartzitos e metadiamicctitos maciços) e Coxipó (filitos conglomeráticos, metarenitos, quartzitos, mármores e metadiamicctitos petromíticos). Essas unidades foram adotadas no presente trabalho.

## GEOLOGIA ESTRUTURAL

### Fase Dn

É de consenso que esta fase é a principal responsável pela estruturação das rochas do Grupo Cuiabá. Esta fase de deformação desenvolveu uma foliação Sn, descrita como uma foliação plano-axial das dobras Dn, mais penetrativa em rochas pelíticas e menos penetrativa nas rochas psamíticas.

Com base na variação da atitude da foliação principal, Silva (1999) dividiu o Grupo Cuiabá em dois domínios para facilitar a descrição de suas estruturas: Domínio NW (DNW), onde a foliação Sn mergulha para SE, e Domínio SE (DSE), no qual a foliação mergulha para NW. Tal subdivisão baseia-se no mergulho de Sn, o que reflete na orientação de dobras Dn, das quais essa clivagem é plano-axial. No DNW, as dobras são inclinadas a invertidas, abertas a fechadas com eixos orientados segundo N30-45E/10-15 e planos-axiais com mergulhos variando entre N45-60E/50-67SE. Progressivamente, Sn verticaliza-se em direção ao limite com o domínio SE, as dobras neste limite passam às normais com o plano-axial íngreme, orientado em N45-60E/vertical.

As lineações mais expressivas relacionadas à Dn, citadas por Luz *et al.* (1980) e Pires *et al.* (1986), são: a lineação de interseção entre S0 x S1 (Li) e o eixo das dobras F1, ambos orientados em N40E a N50E com caimento 5° a 10°.

Luz *et al.* (1980) sugerem que os veios de quartzo subconcordantes com o acamamento teriam sido gerados durante um evento pré-Dn, visto que se encontram dobrados nesta fase. Entretanto, Silva (1999) propõe que esses veios possam ter se desenvolvido precocemente na fase Dn, registrando um estágio de dobramento flexural com deslizamento intraestrutural.

### Fase Dn+1

Descrita por Alvarenga (1986, 1990), Alvarenga e Trompette (1993) e Silva (1999), restringe-se à zona interna,

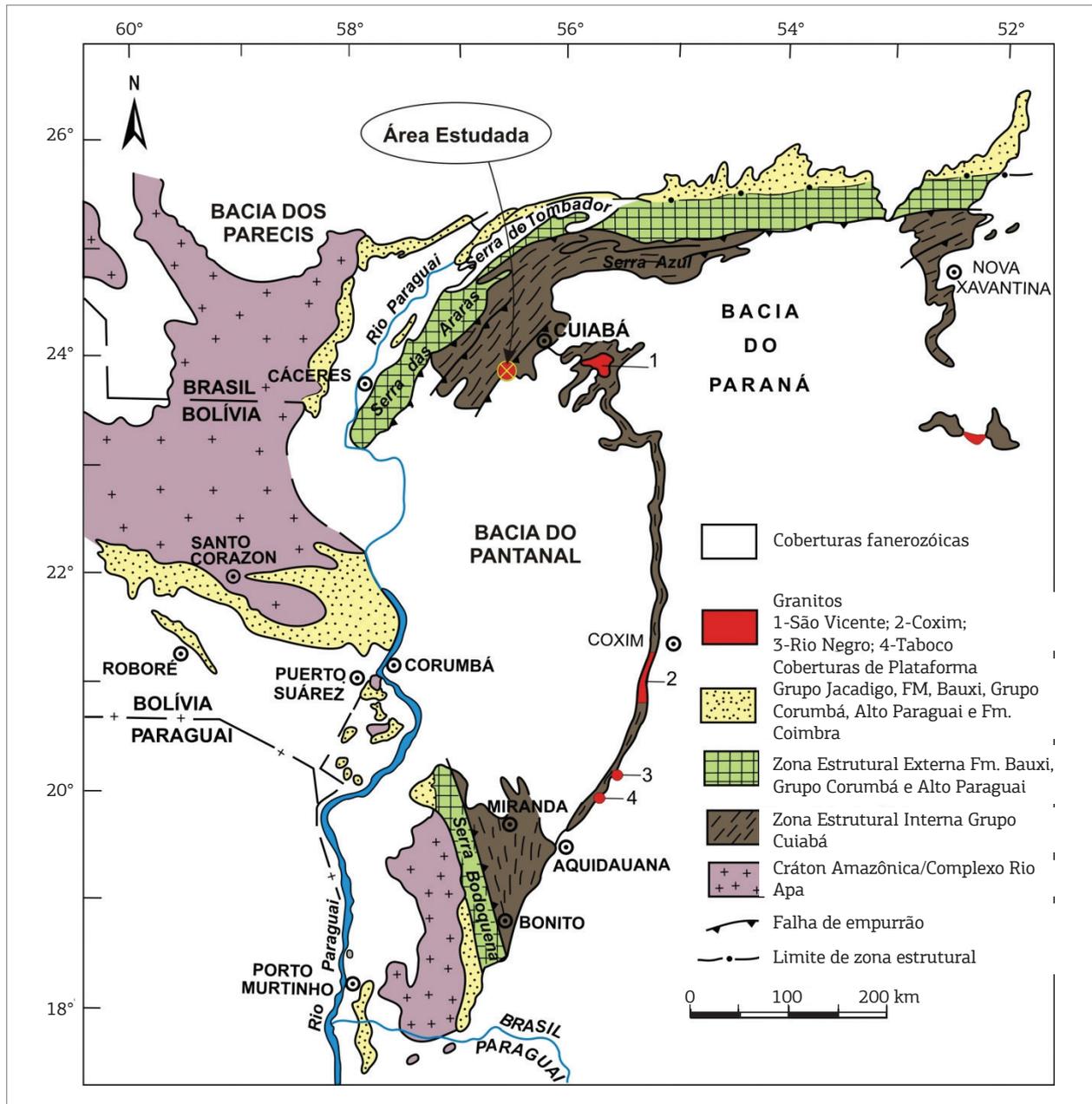


Figura 1. Mapa geológico regional incluindo a área de estudo, com destaque para a região do alinhamento Cangaço-Poconé, modificado de Alvarenga e Trompette (1993).

principalmente nas regiões de Cuiabá e Poconé, apresenta-se como uma clivagem de crenulação (Sn+1) com orientação N45-50E/35-50NW.

Silva (1999) descreve as dobras relacionadas a esta fase como sendo apertadas a fechadas com linhas de charneira paralelas às das estruturas mais antigas (Dn), com caimentos suaves para NE e, às vezes, para SW.

Barboza (2008) descreve uma clivagem de fratura Sn+1 e uma clivagem de crenulação como sendo produtos de uma mesma fase de deformação e que essa diferença ocorre pela competência das camadas.

### Fase Dn+2

Segundo Silva (1999), a fase Dn+2 caracteriza-se por clivagem de crenulação que deforma a clivagem ardósiana Sn e é plano-axial de dobras inclinadas, abertas a suaves e linhas de charneira com caimentos suaves para NE ou para SE. A atitude varia N30-70E/40-60°SE. Segundo Leão e Dall'Oglio (2009), a foliação Sn+2 é observada de forma restrita, sendo representada por uma clivagem de fratura. Nos metarenitos a clivagem de fratura rompe os planos S0 e Sn.

Alvarenga e Trompette (1993) descrevem dobras Dn+2 como abertas a fechadas, raramente recumbentes, com

sentido da vergência para W-NW (Silva 1990). Localmente mostram-se associadas a dobras de arrasto com clivagem de crenulação e *kinks* associados. Esses autores não observaram recristalização de filossilicatos associada a esta fase.

### Fase DN+3

Esta fase é descrita por Pires *et al.* (1986), Del'Rey Silva (1990), Alvarenga (1986, 1990) e Alvarenga e Trompette (1993), sendo que os últimos autores relacionam a dobras de grande comprimento de onda, reconhecidas em escala de mapa e com eixos perpendiculares aos *trends* da faixa de dobramentos.

Silva (1999) descreve um forte fraturamento, paralelo ao plano-axial das dobras Dn+3, o que evidencia o caráter raso desta fase de deformação. Pires *et al.* (1986), Alvarenga (1986, 1990) e Alvarenga e Trompette (1993) descrevem veios de quartzo paralelos a essas estruturas, com espessura variável de alguns centímetros a 1 m, considerados como tardi-orogênicos. Segundo esses autores, tais veios são os portadores das mineralizações de ouro da Baixada Cuiabana.

### Metamorfismo

O metamorfismo das rochas do Grupo Cuiabá na Baixada Cuiabana é de fácies xisto verde, conforme atestam estudos conduzidos por Silva (1999) e Silva *et al.* (2002), que reconheceram três associações minerais distintas entre as zonas da clorita e da biotita, são elas:

1. clorita + muscovita + quartzo;
2. clorita + biotita + muscovita + quartzo;
3. biotita + muscovita + quartzo.

Segundo os autores supracitados, as variações mineralógicas observadas na área são interpretadas como reflexo do metamorfismo regional progressivo representando um gradiente com a exposição de rochas de mais altas temperaturas a SW e mais baixas para NE. As isogradas obtidas a partir da distribuição de minerais-índice em mapa truncam os dois flancos da antiforma de Bento Gomes, que é formada por Dn. Os autores concluem que o auge do metamorfismo na Baixada Cuiabana ocorreu em Dn, porém após a configuração inicial da antiforma.

### Idades

A idade de deposição das rochas da Faixa Paraguai foi determinada por Babinski *et al.* (2013), que estudaram as rochas da Formação Puga, que é correlacionada às rochas do Grupo Cuiabá. Esses autores dataram zircões detríticos pelo método U-Pb SHRIMP, tendo obtido idades entre 706 e 1.990 Ma. O zircão mais novo foi datado em 706 ± 9 Ma, restringindo, assim, a idade máxima de deposição para a Formação Puga. A proveniência dos sedimentos da Faixa Paraguai foi investigada por Dantas *et al.* (2009) por

meio da assinatura isotópica Nd. Os autores relatam que as rochas siliciclásticas apresentam idades modelo TDM em ca. 2,3 – 1,5 Ga e εNd fortemente negativa (T) com valores de -11 a -6, revelando mudanças sedimentares na origem. Consideram que as rochas da Faixa Paraguai originaram a partir de fontes Paleo- a Mesoproterozoicas presentes no Cráton Amazônico.

As rochas ultramáficas do Planalto da Serra representam um evento extensional e são intrusivas em metarenitos, metasilicatos e xistos do Grupo Cuiabá. Foram datadas pelos métodos Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd por De Min *et al.* (2013) no Ediacarano, em torno de 600 Ma. Indica que a deformação e o metamorfismo de baixo grau que afetaram o Grupo Cuiabá têm idade superior a 600 Ma. Baseados em idades U-Pb, McGee *et al.* (2010) concluíram que a intrusão do Granito São Vicente, pós-tectônico, ocorreu há cerca de 518 ± 4 Ma. Esses valores proveem uma idade mínima para a deformação da Faixa Paraguai nessa região e representariam a aglutinação final do oeste Gondwana.

## CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE PESQUISA

### Litologias

No Garimpo do Jonas é reconhecida uma sucessão de rochas metassedimentares de origem detrítica, arrançadas de uma maneira complexa, com intercalações de ciclos de sedimentação muitas vezes inferiores a 1,0 m de espessura. Simplificadamente definida pela predominância de um determinado litotipo.

As litologias predominantes são filitos que apresentam granulação fina a muito fina, por vezes homogêneos (Fig. 2A) ou laminados (Fig. 2B). São reconhecidos filitos sercíticos de coloração cinza e filitos carbonosos de coloração cinza escura; podem conter seixos de origem e tamanhos variados, podendo ser de: granitos (Fig. 2C), metarenitos (Fig. 2E), mármore, anfíbolitos, filitos e gnaisses. Outras litologias frequentes são metarenitos (Fig. 2F) que apresentam coloração marrom com variações locais de coloração para amarelado ou esbranquiçado; apresentam granulação fina a média, preservada do protólito sedimentar. Ainda é observada uma intercalação de escala centimétrica de filitos sercíticos, filitos carbonosos e metarenitos, informalmente designada de metaritimto (Fig. 2D). Essas litologias se enquadram na Formação Acorizal de Tokashiki e Saes (2008), mais especificamente Membro Cangas de Beal (2013). Considera-se que essas rochas foram depositadas em um ambiente transicional de continental lacustre — marinho durante a fase de expansão (sin-rift) da bacia sobre ação glacial (Beal 2013).

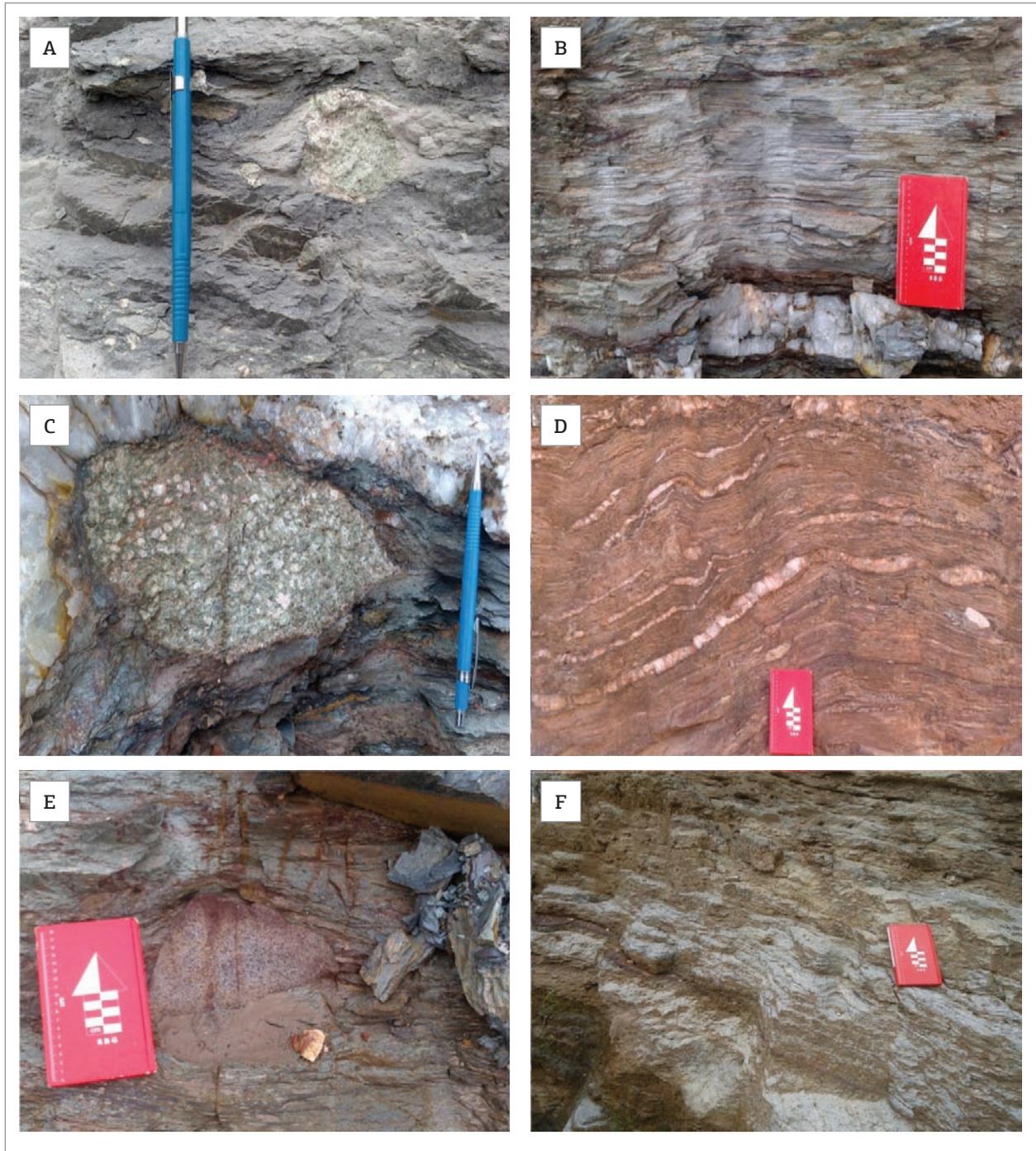


Figura 2. Litologias encontradas nas cavas pesquisadas. (A) Filito cinza homogêneo com seixo pingado; (B) Filito cinza com clivagem ardosiana pervasiva (Sn); (C) Filito com seixo de granito caído; (D) Metaritmite marcado pelas alternâncias de camadas centimétricas de filitos cinza, filitos sercíticos e metarenitos; (E) Seixo de metarenito caído em filito cinza; (F) Metarenito marrom de granulação fina a média.

### Aspectos estruturais

Em geral, as cavas apresentam direção NW-SE, perpendiculares à estruturação preferencial da Faixa Paraguai e cerca de 200 m de comprimento por aproximadamente 100 m de largura, em média 80 m de profundidade. O comprimento das cavas está condicionado pela ocorrência do alinhamento Cangas-Poconé.

### Estruturas primárias

São estruturas formadas antes da primeira fase de deformação e metamorfismo por processos sedimentares. A identificação dessas estruturas tem grande importância na determinação da sequência de eventos que afetaram a área de estudo. Na região de Cangas, a estrutura primária

mais evidente é o acamamento sedimentar ( $S_0$ ), que pode ser observado por variações de cor, granulação e ou mineralogia (Figs. 3A e 3B). O acamamento sedimentar desenha as dobras relacionadas à fase Dn possuindo orientação preferencial 120/27 (Fig. 4A).

### Primeira fase de deformação (Dn)

Esta fase de deformação é a que atuou com mais intensidade em todas as rochas do Grupo Cuiabá, incluindo as da área de estudo. O principal produto desta fase de deformação é a foliação  $S_n$ , uma clivagem ardosiana marcada pela orientação de minerais filossilicáticos nos filitos e metarritmitos (Fig. 5). O estereograma da Fig. 4B mostra a atitude da foliação  $S_n$ , com orientação preferencial 280/40.

As dobras relacionadas a esta fase de deformação são dobras mesoscópicas, recumbentes, apertadas a isoclinais, anisopacas, alternando formas na subclasse 1-c com a classe 3 e com dimensões médias de 3 – 5 m de comprimento de onda por 8 – 10 m de amplitude com eixos orientados 190 – 215/02 – 05 (Fig. 6). São definidas pelo acamamento sedimentar e apresentam a foliação  $S_n$  na posição plano-axial. Como são recumbentes, essas duas superfícies são paralelas, com exceção das zonas de charneiras. Relacionadas a esta fase são observadas falhas como as observadas nas Figs. 6 e 7. Tais falhas apresentam orientação similar à da foliação  $S_n$ , 230 – 260/30 – 40; apresentam estrias orientadas paralelas ao mergulho da falha. A partir da observação das dobras de arrasto relacionadas a essas falhas, pode-se classificá-las como falhas de empurrão.

### Segunda fase de deformação (DN+1)

A principal estrutura relacionada à segunda fase de deformação é uma clivagem de crenulação ( $S_{n+1}$ ) (Fig. 8), sendo de maior espaçamento nas rochas competentes. Tal clivagem de crenulação é definida por planos de dissolução por pressão, o que promove o aparente rompimento das superfícies preexistentes  $S_0$  e  $S_n$  (Fig. 8). Essas estruturas possuem orientação preferencial 110/68, como mostra o estereograma da Fig. 4C. Outras estruturas relacionadas a esta fase de deformação são dobras de escala centimétrica a métrica, normais, abertas a suaves, e assimétricas (Fig. 9). Essas dobras são definidas pelos planos de  $S_0$  e  $S_n$ , com a foliação  $S_{n+1}$  na posição plano-axial. Os eixos são orientados preferencialmente 25 – 35/02 – 05.

Um padrão de redobramento pode ser observado a partir da interferência das dobras Dn e Dn+1. Como as dobras das duas fases possuem eixos subparalelos e o plano-axial das dobras Dn+1 possui alto ângulo em relação ao plano-axial das dobras Dn, tal padrão pode ser classificado como um padrão de redobramento do tipo “laço” ou “convergente-divergente” (Costa *et al.* 2012) (Fig. 10).

### Terceira fase de deformação (DN+2)

A terceira fase de deformação é marcada por um conjunto de fraturas de porte métrico a decamétrico que obliteram as foliações preexistentes (Fig. 11). Também são produtos desta fase de deformação falhas classificadas como normais com base na sua separação (Fig. 12). Tais fraturas têm orientação preferencial 38/82 (Fig. 4D)

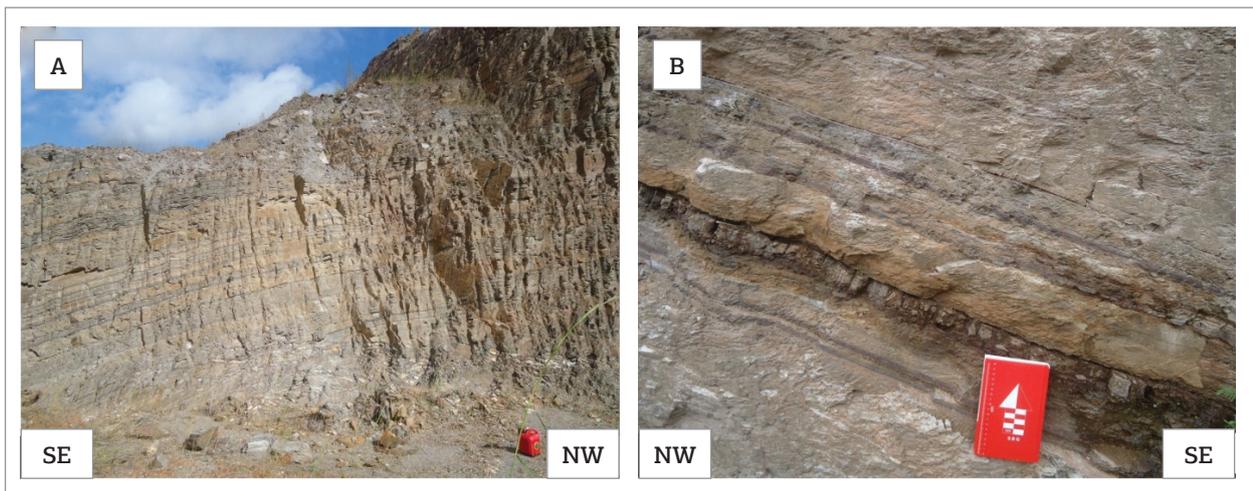


Figura 3. Fotografias ilustrando o aspecto do acamamento sedimentar ( $S_0$ ) na área estudada. (A) O  $S_0$  é definido por camadas centimétricas de filito e metarenitos com mergulho suave para SE e está paralelo à clivagem ardosiana  $S_n$ . As ranhuras subverticais, presentes principalmente na parte esquerda da foto, são marcas das pás dos tratores; (B) Detalhe do  $S_0$  definido por camadas centimétricas de filito e metarenitos. A clivagem ardosiana  $S_n$  apresenta-se oblíqua ao  $S_0$ , como pode ser observado na parte superior da foto. Na camada de metarenito situado na parte central da foto é possível observar a clivagem de crenulação  $S_{n+1}$ .

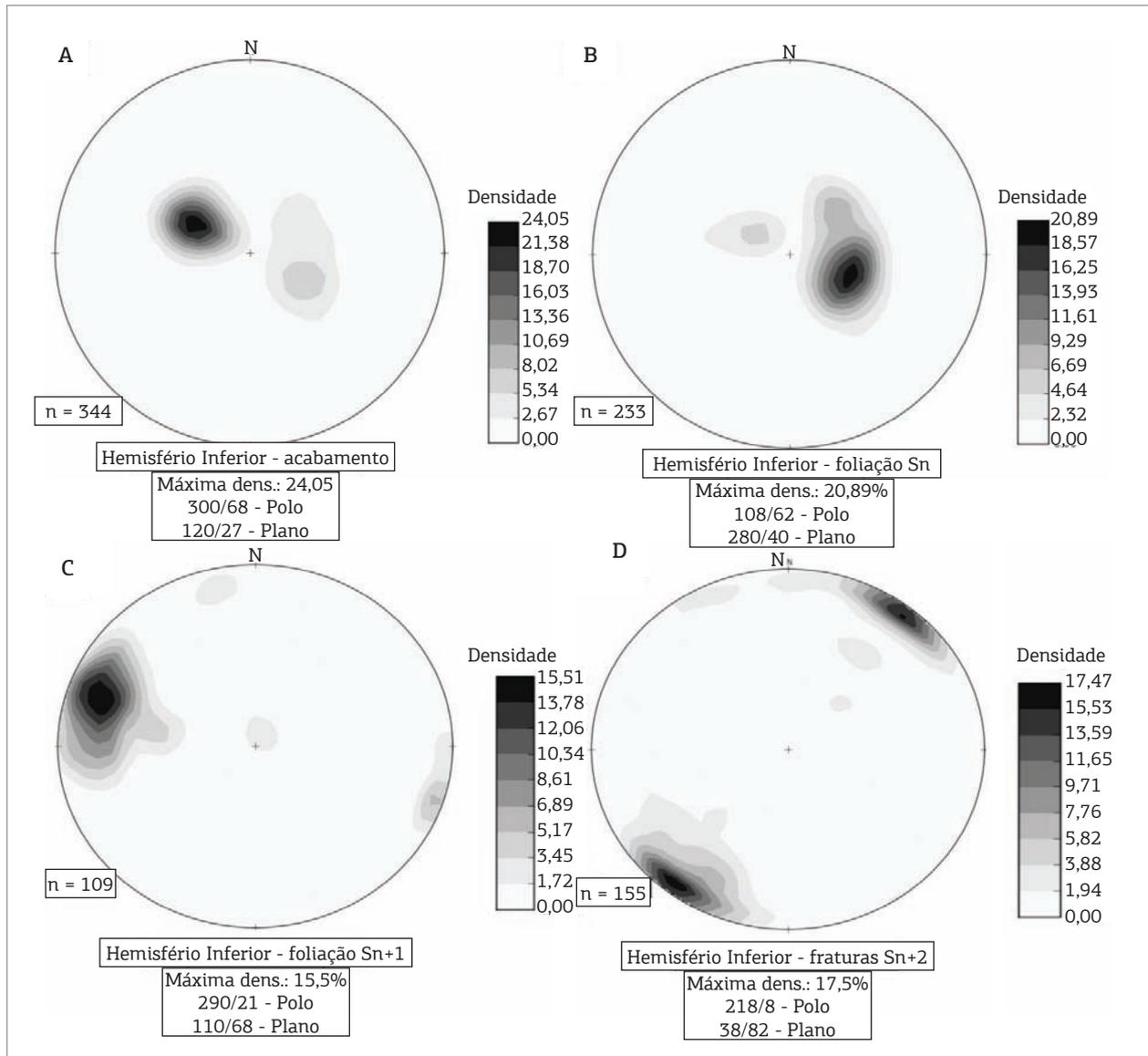


Figura 4. Estereogramas de isovalores de polo apresentando atitude das estruturas estudadas. (A) Acamamento sedimentar (S0), com densidade máxima em 120/22; (B) Foliação Sn com densidade máxima em 280/40; (C) Atitude preferencial da clivagem de crenulação/clivagem de fratura (Sn+1) com densidade máxima em 110/68; (D) Atitude preferencial das fraturas Sn+2 com densidade máxima em 38/82.

## Veios de quartzo

Duas famílias de veios de quartzo são observadas na área de estudo. A primeira família, chamada neste trabalho de V1, é chamada informalmente pelos garimpeiros de “travessões” ou “costelões”. A segunda família de veios de quartzo é chamada no presente trabalho de V2, está relacionada à terceira fase de deformação e é chamada informalmente pelos garimpeiros de “filões”.

## Veios de quartzo (V1)

Esta família de veios de quartzo é relacionada à primeira fase de deformação e dispõe-se paralelamente ao acamamento S0 e à foliação Sn, com orientação 288/27. Os veios

relacionados a esta fase de deformação têm formato tabular, espessuras de 1 a 5 cm e o comprimento médio entre 1 e 5 m, em alguns casos ocorrem veios mais possantes. Alguns dos veios desta família apresentam-se dobrados (Figs. 13A e 13B) e por vezes foliados, o que permite considerar que estes foram gerados no estágio inicial de Dn, antes do auge do metamorfismo e da deformação que teria alterado tais veios. Encontram-se boudinados (Fig. 13C), em outros apresentam formato sigmoidal. Também foi observado veio de quartzo formando uma dobra recumbente (Fig. 13D), tal como as definidas pelo acamamento sedimentar, tendo Sn como foliação plano-axial.

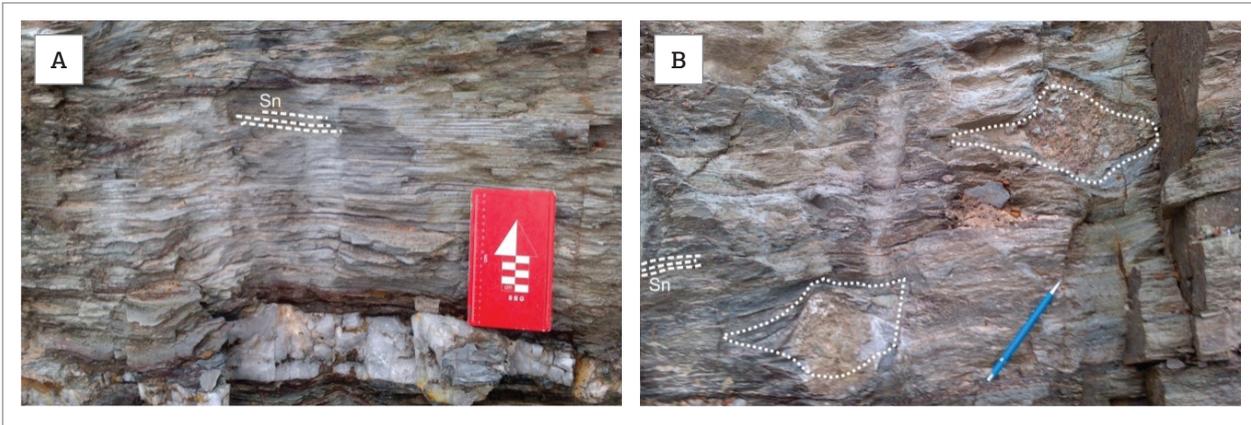


Figura 5. Aspecto da clivagem ardósiana  $S_n$  nas rochas da área estudada em (A) filito cinza definida pela orientação de filossilicatos e (B) em filitos com seixos caídos pela orientação de filossilicatos e sombras de pressão dos clastos.

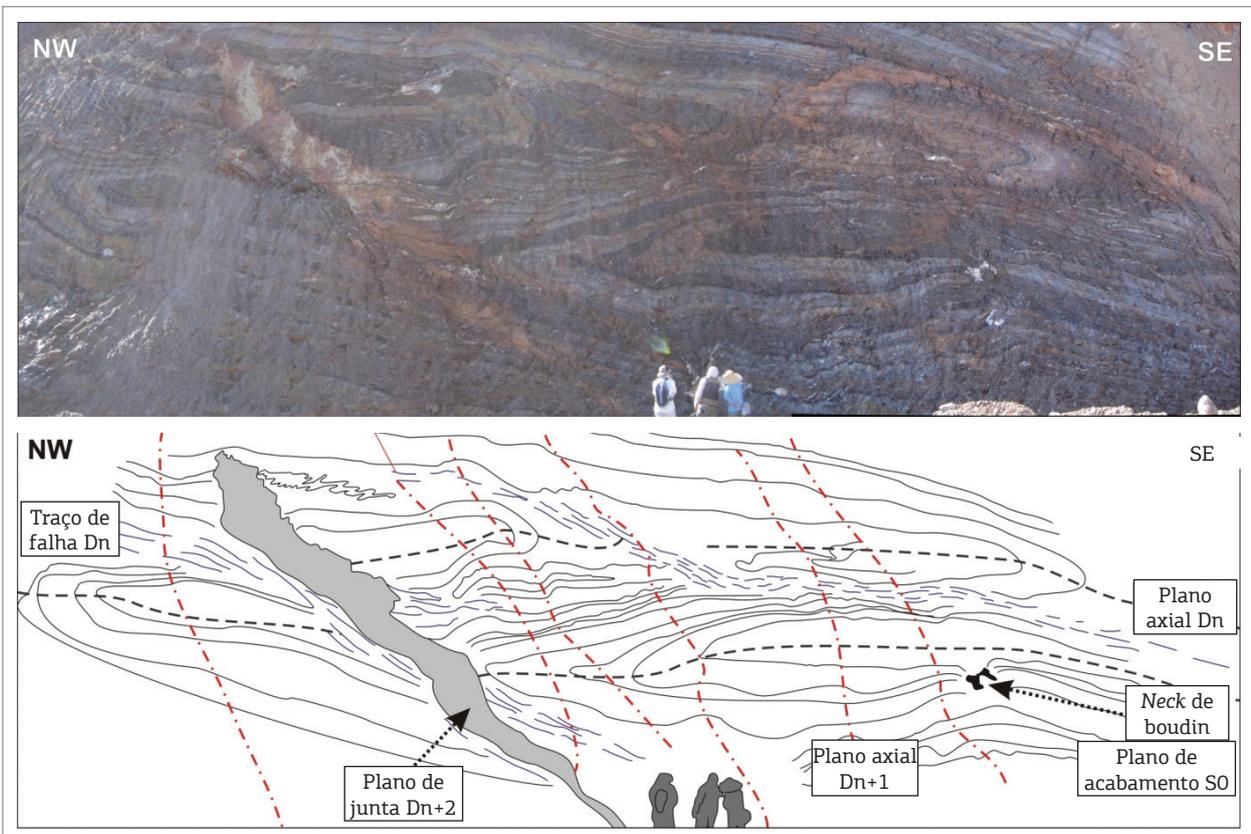


Figura 6. Dobras da fase  $D_n$ , recumbentes, apertadas a isoclinais, anisopacas, alternando formas na subclasse 1-c com a classe 3. São desenhadas pelo acamamento e apresentam a  $S_n$  como foliação de plano-axial. Essas dobras foram redobradas pela fase  $D_{n+1}$ , promovendo um padrão de redobrimento do tipo “laço” ou “convergente-divergente”. O plano subvertical no centro da foto é uma junta relacionada à fase  $D_{n+3}$ .

### Veios de quartzo (V2)

Esta família de veios de quartzo é chamada informalmente pelos garimpeiros de “filões”, que dividem a mesmas em duas subfamílias baseadas na abundância de ouro e no sentido de mergulho. A primeira subfamília é chamada de “filões que caem para Cuiabá”, com pouca ou nenhuma

quantidade de ouro; a segunda é chamada informalmente de “filões que caem para Poconé”, são menos frequentes e possuem teor de ouro elevado.

Neste trabalho foram incluídos os veios V2 em uma única família por serem relacionados à mesma fase de deformação, porém com orientações diferentes. Os veios

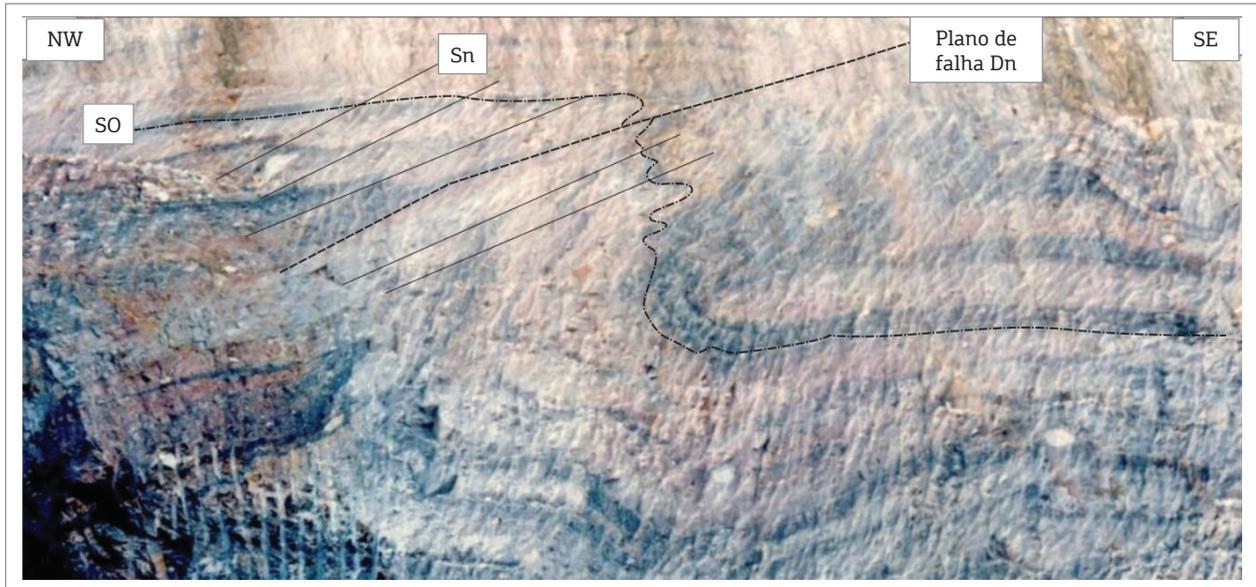


Figura 7. Falha de empurrão relacionada à fase Dn. Esta falha é subparalela a foliação Sn.

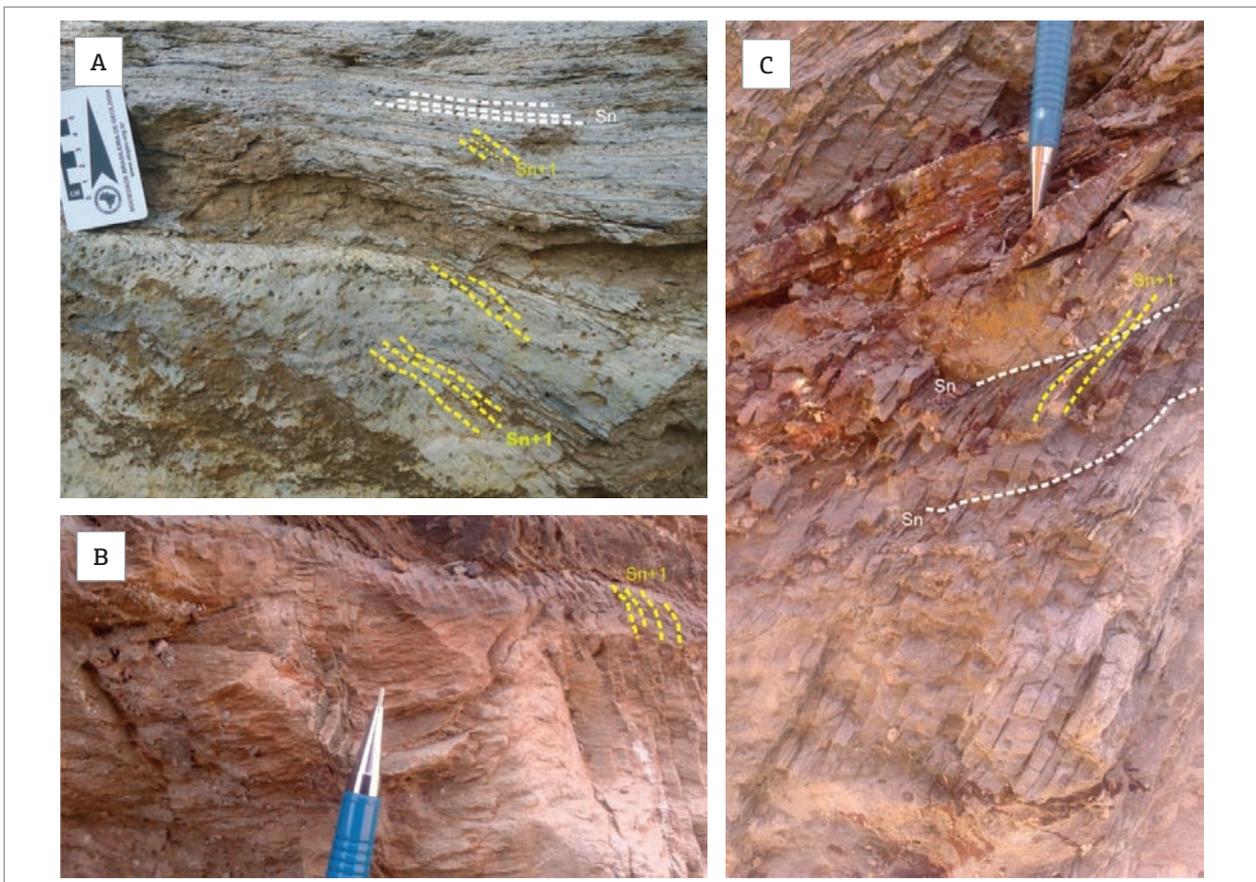


Figura 8. Esquemas ilustrando a disposição da clivagem de crenulação S<sub>n+1</sub>. (A) Ritmito composto por camadas centimétricas de filitos e metasiltitos, as quais caracterizam S<sub>0</sub>, paralela à qual ocorre clivagem ardosiânica S<sub>n</sub>. Tais superfícies foram deformadas pela clivagem de crenulação S<sub>n+1</sub>, visível no filito e discreta no metasiltito; (B) Intercalação entre filito e metarenito fino, cujo contato define o S<sub>0</sub>. Posicionada paralela ao S<sub>0</sub> ocorre a clivagem ardosiânica S<sub>n</sub>, que no filito é definida por flossilicatos. Já no metarenito, além dos flossilicatos, é definida por quartzo alongado. Essas superfícies são afetadas pela clivagem de crenulação S<sub>n+1</sub>, que sofre refração, apresentando mergulhos íngremes nas camadas de metasiltito e médios nas camadas pelíticas onde apresenta forma sigmoidal, essa situação se repete em (C).

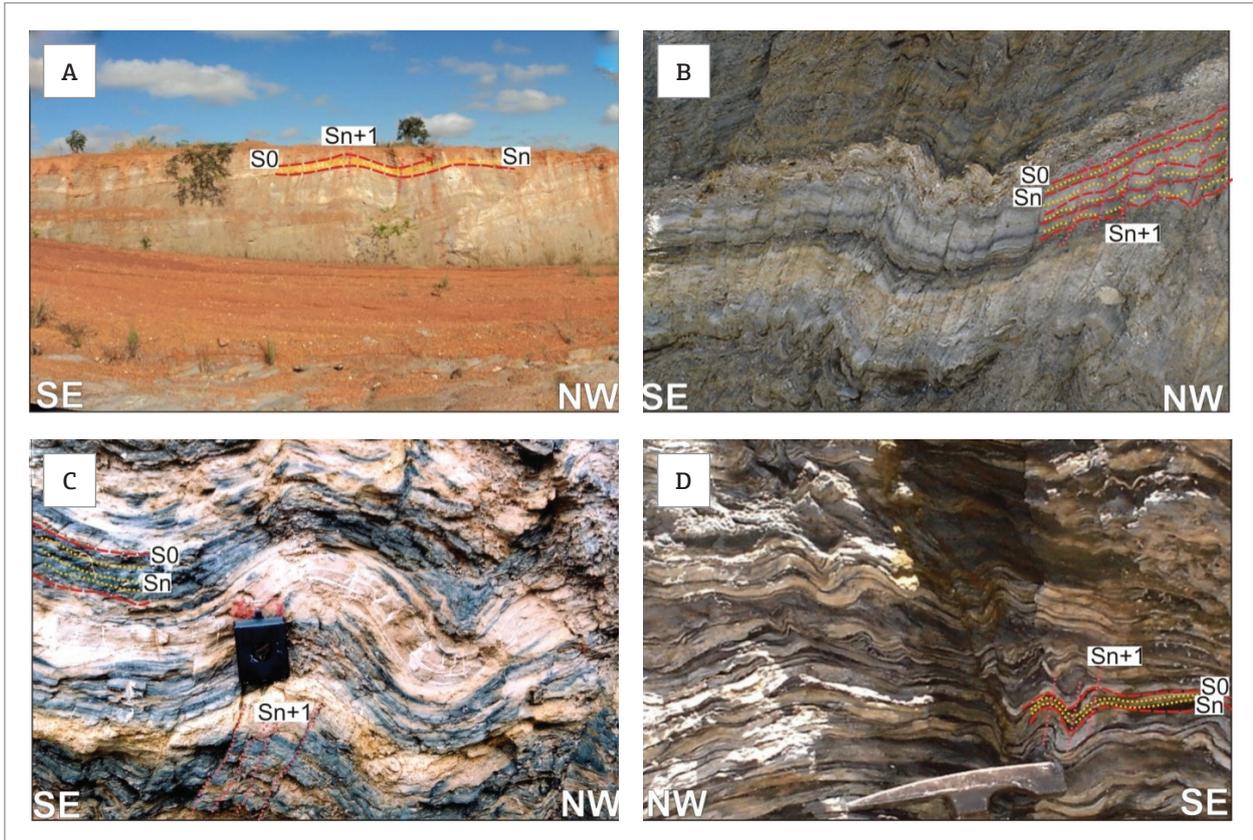


Figura 9. Dobras relacionadas à fase Dn+1 em várias escalas. Estas dobras são definidas pelas superfícies de S0 e Sn. São normais, abertas a suaves, assimétricas, com plano-axial com mergulho íngreme para sudeste, e eixo com caimento suave para N50E. (A) Escala decimétrica com comprimento de onda com aproximadamente 5 m; base da foto com aproximadamente 30 m; (B) Escala métrica com comprimento de onda de 2,5 m; base da foto 4 m; (C) Escala centimétrica com comprimento de onda de 30 cm; (D) Escala centimétrica com comprimento de onda de 5 cm.

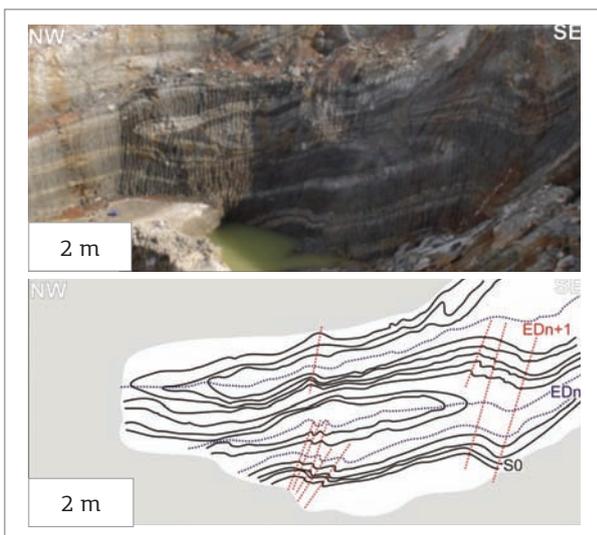


Figura 10. Esquema ilustrando o padrão de interferência das dobras Dn e Dn+1. Como as dobras das duas fases possuem eixos subparalelos e o plano-axial das dobras Dn+1 possui alto ângulo em relação ao plano-axial das dobras Dn, tal padrão pode ser classificado como um padrão de redobramento do tipo “laço”.

de quartzo desta família cortam todas as estruturas anteriores (Fig. 14), preenchem as estruturas relacionadas a esta fase e possuem orientação preferencial 35/80.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No presente trabalho foram observados os efeitos de três fases de deformação (Fig. 15). A fase Dn foi a que atuou com maior intensidade nas rochas da área de estudo. Nesta fase foi gerada estrutura com maior destaque na área de estudo, uma clivagem ardosiana (Sn) (Fig. 15B) marcada pela orientação de minerais filossilicáticos em rochas pelíticas e quartzo nos metarenitos. Nos estágios precoces desta fase de deformação foram gerados veios de quartzo (V1) (Fig. 15B). Esses veios de quartzo são dispostos paralelamente ao acamamento sedimentar (S0) e estão deformados, definindo dobras com foliação Sn plano-axial, além de *boudins* e lentes (Fig. 15C). A forma desses veios sugere que eles foram gerados em um estágio anterior ao auge da deformação,

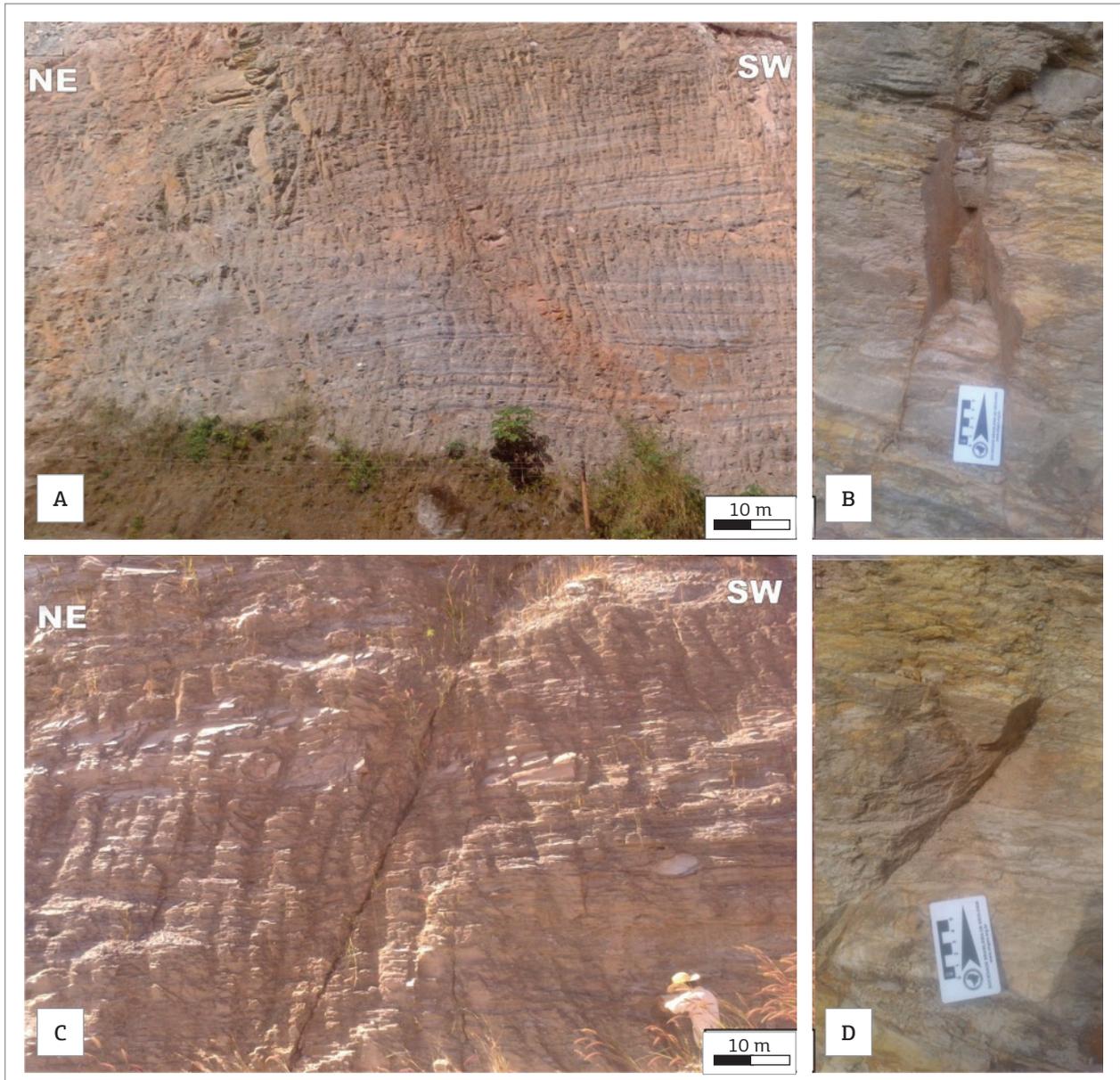


Figura 11. Estruturas relacionadas à terceira fase de deformação. (A e C) Fraturas de porte decamétrico que rompem as estruturas pretéritas; (B e D) Fraturas centimétricas relacionadas à fase Dn+2.

responsável pelo estabelecimento das dobras e da foliação da fase Dn. Isso pode indicar que essas estruturas foram geradas no início dessa fase de deformação, antes do auge do metamorfismo, que deformou as rochas dessa região na fácies xisto-verde. Alguns veios dessa família não estão deformados, podendo ter sido gerados em estágio pós-Dn, após o auge de deformação. As dobras desta fase de deformação são recumbentes definidas pelo acamamento e com a foliação Sn em seu plano-axial (Fig. 15C2).

A segunda fase de deformação atuou na área de estudo, com menor intensidade, e formou uma clivagem de crenulação que corta os planos de S0 e Sn (Fig. 15D). As dobras desta fase de deformação são suaves a abertas, tendo Sn+1 como plano-axial, e possuem eixos orientados para NE, paralelos aos eixos de Dn.

A terceira fase de deformação (Dn+2) foi estudada por muitos autores e, segundo os tais pesquisadores, está relacionada às dobras regionais, com eixos dispostos para NW, perpendiculares aos eixos das fases posteriores

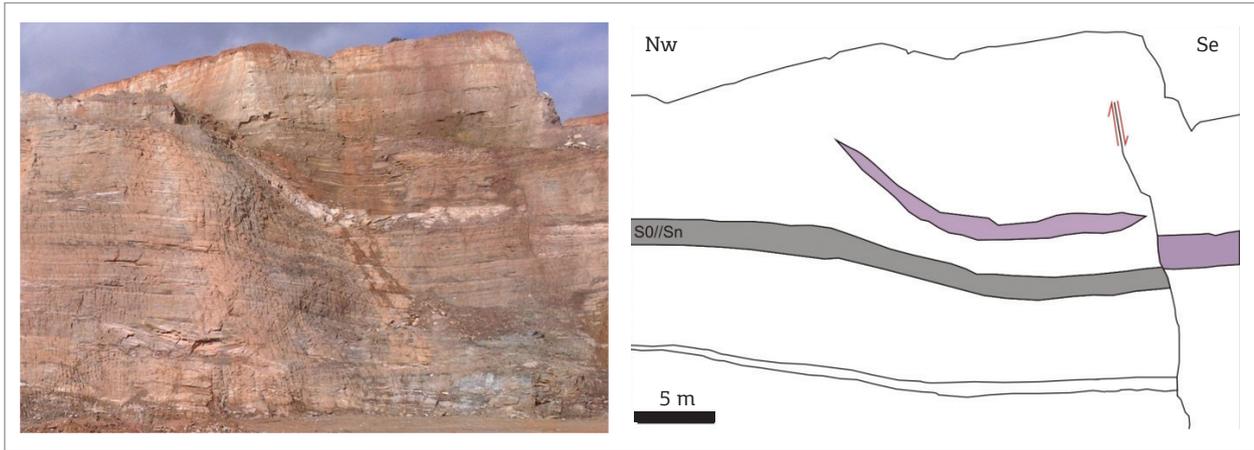


Figura 12. Esquema de falha relacionada à fase Dn+2, classificada como normal devido a sua separação.

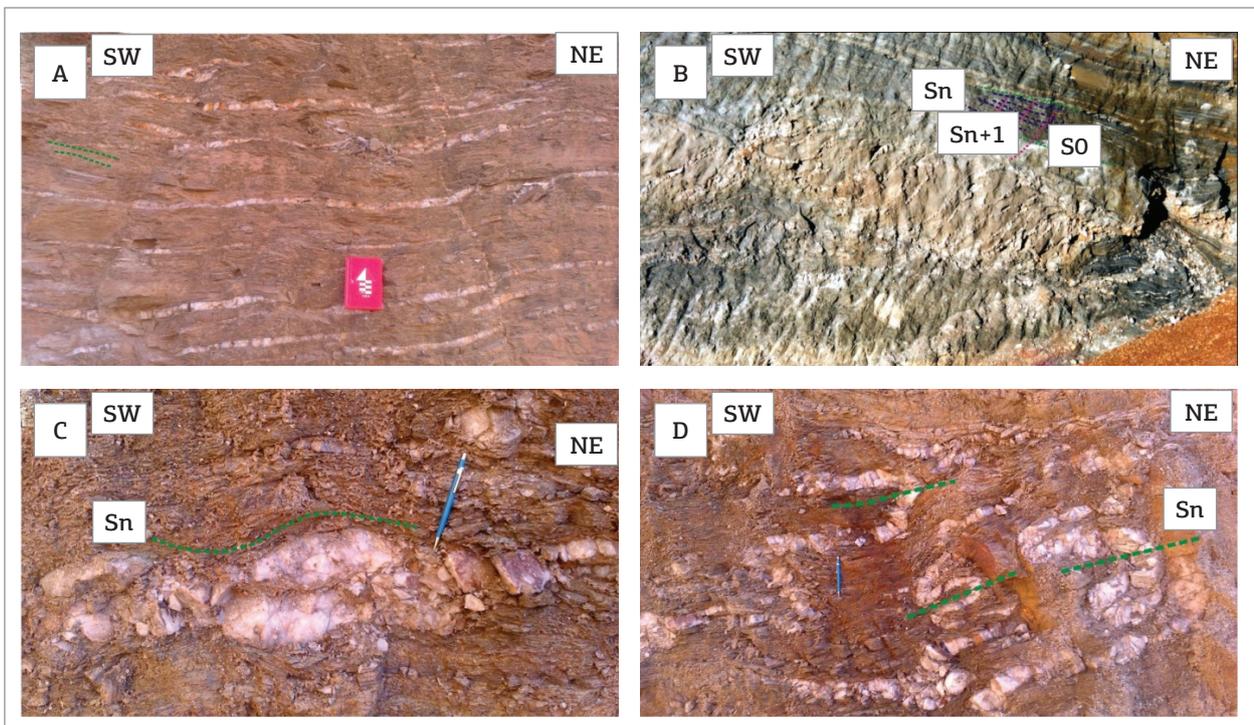


Figura 13. Esquema demonstrando a forma de ocorrência dos veios (V1), relacionados à primeira fase de deformação. (A) Veios paralelos à clivagem ardósiana  $S_n$ , não dobrados. Na parte superior esquerda da foto ocorrer uma dobra intrafolial, sin- $S_n$  do veio de quartzo, com o flanco inferior rompido; (B) Veios com forma sigmoidal em camada de metarenito boudinada; os veios são controlados litologicamente, sendo restritos às camadas de metarenito. (C) Veios de quartzo boudinados, também gerados nos estágios iniciais da fase Dn; (D) Veios de quartzo definindo dobras recumbentes, semelhantes às definidas pelo acamamento sedimentar  $S_0$ ; estas dobras apresentam a foliação  $S_n$  em posição plano-axial.

(Alvarenga & Trompette 1993). Na área de pesquisa, esta fase de deformação é representada por um conjunto de fraturas e falhas (Fig. 15E) perpendiculares às estruturas pretéritas. Relacionada a esta fase de deformação e preenchendo as fraturas da mesma está uma família

de veios de quartzo (Fig. 15E), chamados pelos garimpeiros de “filões”. Tais filões ocorrem preferencialmente para NE e ocasionalmente para NW, sendo que os veios de quartzo NE são fracamente a não mineralizados e os veios NW, segundo os garimpeiros, são portadores de



Figura 14. Esquema demonstrando a forma de ocorrência dos veios V2 em afloramento e suas relações com as estruturas anteriores. Veios V2, assim como as estruturas da terceira fase de deformação (Dn+2), encontram-se em posição transversal às estruturas anteriores; o acamamento sedimentar e a foliação Sn encontram-se paralelos entre si, assim como os veios V1 e os veios V2 cortam todas as estruturas anteriores.

grande parte das mineralizações da região. Os garimpeiros sugerem um possível controle litológico da mineralização de ouro, no qual os veios encaixados nos meta-renitos e metaritimitos são mais ricos em ouro do que aqueles encaixados nos filitos. Interpreta-se que isso se deve à diferença dos fluidos que geraram os veios que possivelmente migraram da rocha encaixante. Das propostas de estudos existentes na região, as que mais se aproximam do presente trabalho são as de Pires *et al.* (1986) e de Barboza (2008), que afirma a existência de três fases de deformação. Não foram observadas evidências de uma fase entre Dn e Dn+1, como observado por Alvarenga e Trompette (1993), que afirmam que a fase D2 possui vergência para NW.

## AGRADECIMENTOS

Este artigo é parte da Dissertação de Mestrado do primeiro autor para obtenção do título de Mestre em Geociências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências pela Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT). Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsas, e à UFMT, pelo apoio logístico. Aos Geólogos Bruno Vasconcelos, Pedro Kanaan e Fernando Lisboa, pelo acompanhamento nas viagens de campo. Aos senhores Jonas Gimenez e Eduardo Gimenez (Duda) e à senhora Dolores Gimenez, pela hospedagem e alimentação nas atividades de campo e pelas informações de quem vive e presencia a extração de ouro.

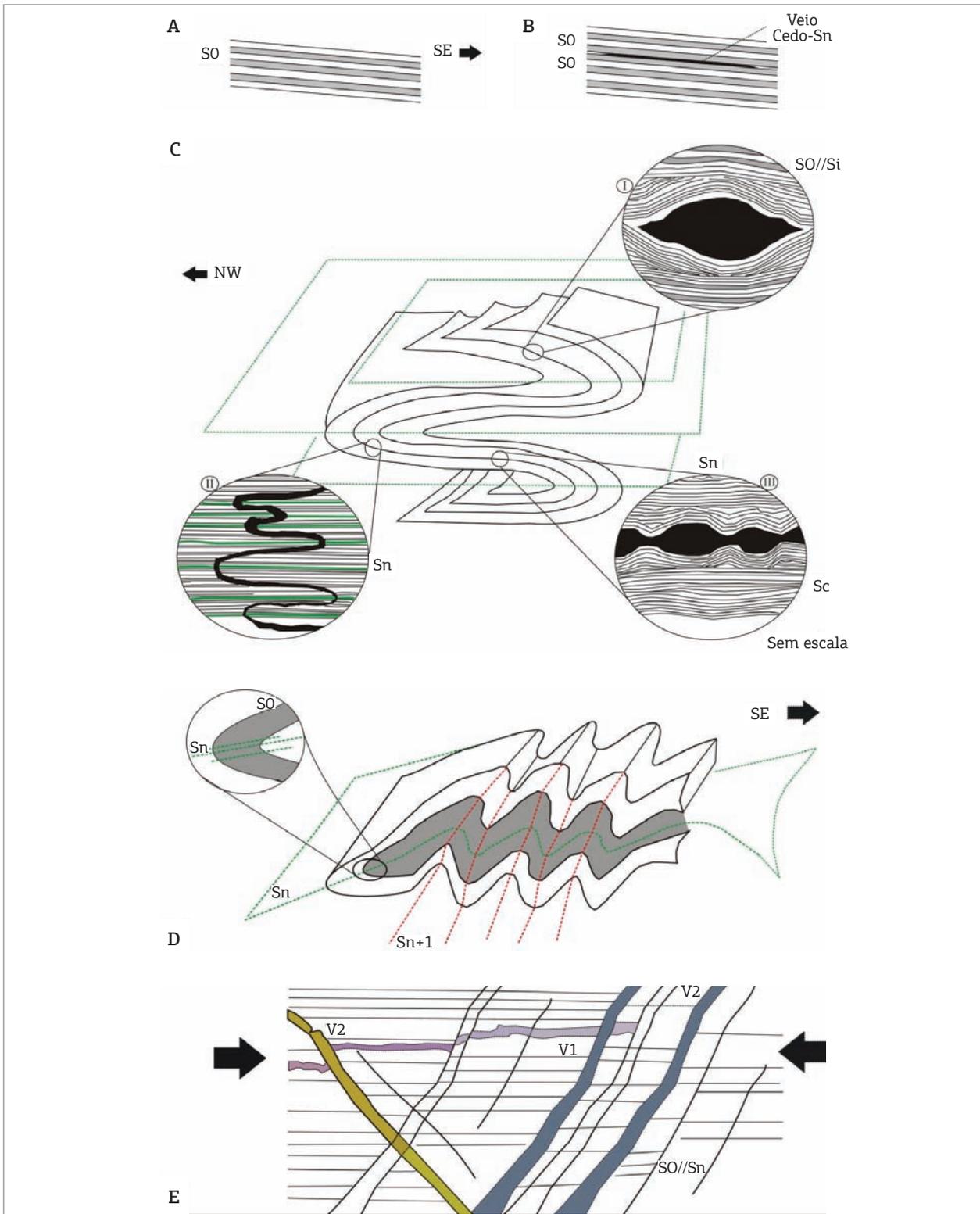


Figura 15. Esquema demonstrando a atuação de cada fase de deformação. (A) A disposição de S0, marcado pelas variações de cor, granulação, mineralogia; (B) Nos estágios iniciais da primeira fase de deformação (Dn) ocorreu a colocação dos veios de quartzo V1; (C) O auge da deformação Dn, que formou dobras recumbentes tendo Sn como plano-axial dessas dobras; (C1, C2 e C3) As diferentes formas em que os veios foram deformados; (D) A forma de ocorrência da segunda fase de deformação, que formou dobras normais, assimétricas, abertas a fechadas, tendo Sn+1 como plano-axial das mesmas; (E) A terceira fase de deformação, que formou um conjunto de fraturas perpendicular às demais estruturas, que podem ou não ser preenchidas por uma família de veios de quartzo (V2); tal família pode ser subdivida em duas subfamílias de acordo com a orientação do mergulho.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins — Setor Sudoeste. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Bluncher, São Paulo. p. 265-281.
- Alvarenga C.J.S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, v. 7, p. 3258-3271.
- Alvarenga C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(3):323-327.
- Alvarenga C.J.S. 1990. *Phénomènes Sédimentaires, Structuraux et Circulation de Fluides Développés à la Transition Chaîne-Craton: Exemple de la Chaîne Paraguai d'âge proterozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil*. These Doc. Sci. Univ. d'Áix Marseille, Marseille, 177 p.
- Alvarenga C.J.S., Saes G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico médio e superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geologia*, **22**(4):493-499.
- Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1993. Evolução Tectônica da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1):18-30.
- Babinski M., Boggiani P.C., Trindade R.I.F., Fanning C.M. 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, **23**(3):988-997.
- Barboza E.S. 2008. *Gênese e controle estrutural das mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, na Província Cuiabá - Poconé, centro Sul do Estado de Mato Grosso - Brasil*. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 148 p.
- Beal V. *Estratigrafia de Sequência do Grupo Cuiabá, Criogeniano/Neoproterozoico III (850-650MA) Da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 39 p.
- Dantas E.L., Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Pimentel M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**(1-2):1-12.
- De Min A., Hendricks B., Slejko F., Comin-Chiaramonti P., Girard V., Ruberti E., Gomes C.B., Neder R.D., Pinho F.C. 2013. Age of ultramafic high-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 41:57-64.
- Del'Rey Silva L.J.H. 1990. Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso: Controles Estruturais e Implicações Tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, *Anais*, v. 6, p. 2520-2534.
- Leão A.N., Dall'Oglio T.A. 2009. *Caracterização geológica com base em estudos geofísicos, geoquímicos na localidade de Cangas, distrito Aurífero de Poconé, MT*. Monografia de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.
- Luz J. da S., Oliveira A.M., Souza J.O., Motta J.F.M., Tanno L.C., Carmo L.S., Souza N.B. Projeto Coxipó. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 136 p.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2011. G'day Gondwana — the final accretion of a supercontinent: U–Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**(2-3):316-322.
- Paes de Barros A.J., Gambier Costa J.L., Resende W.M. 1998. Tipologia das Mineralizações Auríferas da Fazenda Salinas, Poconé — MT. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte, *Anais*, p. 235.
- Pires F.R.M., Gonçalves F.T.T., Ribeiro L.A.S., Siqueira A.J.B. 1986. Controle das Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Rio de Janeiro, *Anais*, v. 5, p. 2383-2395.
- Silva C.H. 1999. *Caracterização Estrutural de Mineralizações Auríferas do Grupo Cuiabá, Baixada Cuiabana (MT)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 129 p.
- Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2002. Caracterização Estrutural dos Veios Auríferos da região de Cuiabá, MT. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):407-418.
- Tokashiki C.C., Saes G.S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, Baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4):661-675.

Arquivo digital disponível on-line no site [www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br)