



**Universidade Federal de Campina Grande
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais**

Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral



CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO DE SÃO FRANCISCO, MUNICÍPIO DE CURRAIS NOVOS (RN)

JUCIENY SOUSA DE MOURA BARROS

Orientador: Prof. Dr. Harrizon Lima De Almeida

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Campina Grande/PB
2024

B277c

Barros, Jucieny Sousa de Moura.

Controle estrutural do depósito aurífero de São Francisco, município de Currais Novos (RN) / Jucieny Sousa de Moura Barros. – Campina Grande, 2024.

54 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2024.

"Orientação: Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida".

Referências.

1. Geologia Estrutural. 2. Análise Estrutural – Mina Aura Borborema. I. Almeida, Harrizon Lima de. II. Título.

CDU 551.243(043)

JUCIENY SOUSA DE MOURA BARROS

CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO DE SÃO FRANCISCO, MUNICÍPIO DE CURRAIS NOVOS (RN)

Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal de Campina Grande como requisito a obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Orientador: Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida

Campina Grande/PB
2024



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
POS-GRADUACAO EXP. PETROLIFERA E MINERACAO
Rua Aprígio Veloso, 882, - Bairro Universitario, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

REGISTRO DE PRESENÇA E ASSINATURAS

ATA DA DEFESA DE DISSERTAÇÃO PARA CONCESSÃO DO GRAU DE MESTRE EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E MINERAL, REALIZADA EM 10 DE MAIO DE 2024.

CANDIDATA: Jucieny Sousa de Moura Barros.

Orientador: Prof. Dr. Harrizon Lima De Almeida.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Harrizon Lima De Almeida (Presidente - UAMG/PPGEPM/UFPG).

Prof. Dr. Guilherme dos Santos Teles (Examinador interno - UAMG/PPGEPM/UFPG).

Prof. Dr. Francisco Oliveira da Silva – (Examinador externo - UFRN).

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: CONTROLE ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO DE SÃO FRANCISCO, MUNICÍPIO DE CURRAIS NOVOS (RN).

Em sessão pública, realizada em sala virtual na Plataforma Google Meet, às 14:00h, iniciou-se a defesa da dissertação. Após exposição de cerca de 50 minutos, a candidata foi arguida oralmente pelos membros da Comissão Examinadora. Por ter demonstrado suficiência de conhecimento e capacidade de sistematização no tema de sua dissertação, a candidata foi considerada APROVADA. Vale salientar que a candidata está legalmente habilitada a receber o Grau de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral, cabendo à Universidade Federal de Campina Grande, como direito, providenciar a expedição do Diploma, ao qual a mesma faz jus. Nada mais havendo a tratar, na forma regulamentar, o Presidente da Comissão Examinadora lavrou a presente ata, que é assinada por mim, Prof. Dr. Harrizon Lima De Almeida, pelos membros da Comissão Examinadora e pela Discente.

Campina Grande, 11 de maio de 2024.

HARRIZON LIMA DE ALMEIDA, Dr., UFCG

Presidente da Comissão e Orientador

GUILHERME DOS SANTOS TELES, Dr., UFCG

Examinador Interno

FRANCISCO OLIVEIRA DA SILVA, Dr., UFRN

Examinador Externo

51486-11, 49 358

JUCIENY SOUSA DE MOURA BARROS

Candidata



Documento assinado eletronicamente por **GUILHERME DOS SANTOS TELES, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 14/05/2024, às 10:54, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **HARRIZON LIMA DE ALMEIDA, PROFESSOR(A) DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 14/05/2024, às 14:13, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Jucieny Sousa de Moura Barros, Usuário Externo**, em 15/05/2024, às 14:13, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufeg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **4420432** e o código CRC **DB031987**.

Referência: Processo nº 23096.026213/2024-21

SEI nº 4420432

Dedicatória

“Educação não transforma o mundo, educação muda as pessoas. Pessoas transformam o mundo”.

Paulo Freire

Dedico este trabalho as minhas filhas, Lara e Lucia, para que seja um impulso em buscar mais educação. E no decorrer de suas vidas possam transformar o MUNDO!!!!

Agradecimento

Para a materialização deste trabalho houve colaboração direta ou indireta de algumas pessoas, às quais manifesto o meu reconhecimento de forma particular.

Gostaria de expressar minha mais profunda gratidão ao meu orientador Professor Doutor Harrizon Lima de Almeida, por seu apoio e orientação inabaláveis ao longo desta pesquisa. Sua experiência e *feedback* perspicaz foram inestimáveis para a conclusão desta dissertação. Muito obrigada professor por acreditar em mim.

Aos meus colegas de profissão e amigos, Marco Aurélio Costa, Carlos Cesar Galvão e César Costa de Oliveira, cujas sugestões e incentivo me ajudaram a refinar meu trabalho;

Agradeço a Aura Minerals por fornecerem os recursos e o financiamento necessários para a realização desta pesquisa, através de Pitágoras Soares da Costa. Muito obrigada pelo apoio.

A equipe de Saúde, Segurança, Meio Ambiente e Comunidades (SSMAC) da Aura Borborema, que acreditaram em meu potencial de concluir esta pesquisa e sempre entenderam minhas ausências.

Por fim, meu apreço também vai para minha mãe Marlene, minhas filhas Lara e Lucia, cujo amor e apoio me sustentaram durante essa jornada. E em especial a meu esposo, Antonio Panta de Barros Moura, pois sempre me incentivou a trilhar este caminho com amor incondicional.

Essa conquista não teria sido possível sem as contribuições de cada indivíduo mencionado acima.

Resumo

Na área da antiga Mina São Francisco, atual mina Aura Borborema, unidades metassedimentares de micaxistos da Formação Seridó hospedam um corpo mineralizado aurífero. Nessa área, um trabalho de análise estrutural foi desenvolvido para determinar o controle estrutural do corpo mineralizado principal, bem como o contexto deformacional envolvido durante a sua formação. A mina está localizada na fazenda São Francisco, às margens da BR 226, no município de Currais Novos (RN). Regionalmente, a área faz parte do sistema de dobramento Seridó (Faixa Seridó), Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema. Foram reconhecidos três eventos de deformação progressiva, D_1 , D_2 e D_3 , nos micaxistos da Formação Seridó (Grupo Seridó). A evolução tectono-metamórfica é considerada restrita ao Paleo-Neoproterozóico. D_1 foi responsável pela formação de uma foliação S_1 localmente dobrada. D_2 foi responsável pela formação de uma foliação S_2 plano axial de dobras F_2 recumbentes a inclinadas, variando de fechadas a isoclinais. Estas dobras ocorrem apenas na escala de afloramento. Na área, a foliação S_2 mostra direção (*trend*) nordeste-sudoeste com mergulhos que variam de $30-60^\circ$ para os quadrantes noroeste e sudeste a sub-horizontais. O último evento de deformação dúctil reconhecido na área, D_3 , foi responsável pelo dobramento da foliação S_2 e a formação de uma foliação S_3 , a qual é localmente paralela à superfície axial de dobras F_3 . São dobras antiforme e sinforme com dimensões de dezenas de metros fortemente inclinadas e com fraco caimento ($10-15^\circ$) para sudoeste. A foliação S_3 mostra uma direção nordeste-sudoeste e mergulha em alto ângulo ($70-88^\circ$) para o quadrante sudeste. A formação de um *fabric* linear, representado por lineações de interseção, charneira de dobras e *rods* de quartzo estão relacionados com a atuação desse evento e partilham a mesma orientação geral com as charneiras das dobras F_3 . O principal corpo mineralizado deste depósito apresenta uma forma alongada na direção nordeste-sudoeste com fraco caimento ($\pm 10^\circ$) para sul-sudoeste, ocorrendo encaixado na zona de charneira da dobra antiformal F_3 . A análise do *strain* tridimensional mostrou que a deformação associada ao último evento (D_3) ocorreu sob uma geometria de *strain* que variou de achatamento (elipsoides com geometria oblata) a constricção (elipsoides com geometria prolata), envolvendo também um *strain* plano. Em geral, o eixo X do elipsoide de *strain* apresenta uma direção próxima aquela mostrada pelos elementos do *fabric* linear. Conclui-se que a instalação dos corpos mineralizados (*oreshoots*) foi, em certa medida, controlada pela geometria do elipsoide *strain* durante o evento D_3 . A orientação local do eixo X do elipsoide de *strain* finito foi crítico para impor a atual orientação do *oreshoot*. Portanto, constituindo em um clássico depósito do tipo *saddle reef*.

Abstract

In the area of the former São Francisco Mine, now the Aura Borborema mine, metasedimentary units of mica schists of the Seridó Formation host a mineralized gold body. In this area, a structural analysis work was developed to determine the structural control of the main mineralized body, as well as the deformational context involved during its formation. The mine is located on the São Francisco farm, on the banks of BR 226, in the municipality of Currais Novos (RN). Regionally, the area is part of the Seridó folding system (Seridó Belt), Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province. Three progressive deformation events, D_1 , D_2 and D_3 , were recognized in the mica schists of the Seridó Formation (Seridó Group). Tectono-metamorphic evolution is considered to be restricted to the Paleo-Neoproterozoic. D_1 was responsible for the formation of a locally folded S_1 foliation. D_2 was responsible for the formation of an S_2 axial plane foliation of recumbent to inclined F_2 folds, ranging from closed to isoclinal. These folds occur only on the outcrop scale. In the area, the S_2 foliation shows a northeast-southwest direction (trend) with dips ranging from $30-60^\circ$ to the northwest and southeast to sub-horizontal quadrants. The last recognized ductile deformation event in the area, D_3 , was responsible for the folding of the S_2 foliation and the formation of an S_3 foliation, which is locally parallel to the axial surface of F_3 folds. They are antiform and shapeless folds with dimensions of tens of meters, strongly inclined and with a weak drape ($10-15^\circ$) to the southwest. The S_3 foliation shows a northeast-southwest direction and dips at a high angle ($70-88^\circ$) to the southeast quadrant. The formation of a linear fabric, represented by intersecting lineations, fold hinges and quartz rods are related to the action of this event and share the same general orientation with the hinges of F_3 folds. The main mineralized body of this deposit has an elongated shape in a northeast-southwest direction with a weak drop ($\pm 10^\circ$) to the south-southwest, occurring embedded in the hinge zone of the F_3 antiformal fold. The analysis of the three-dimensional strain showed that the deformation associated with the last event (D_3) occurred under a strain geometry that ranged from flattening (ellipsoids with oblate geometry) to constriction (ellipsoids with prolate geometry), also involving a plane strain. In general, the X-axis of the strain ellipsoid has a direction close to that shown by the elements of the linear fabric. It is concluded that the installation of the mineralized bodies (oreshoots) was, to some extent, controlled by the geometry of the ellipsoid strain during the D_3 event. The local X-axis orientation of the finite strain ellipsoid was critical to enforce the current oreshoot orientation. Therefore, constituting a classic saddle reef type deposit.

Lista de Figuras

- Figura 1 - Localização da área de estudo _____ 13
- Figura 2 - Cinturões acrescionários deformados, adjacentes a arcos magmáticos continentais, em regiões de ante-arco e retroarco de margens continentais ativas, assim como ao longo de margens cisalhadas de batólitos de arco. (Lobato & Costa 2018, reproduzido de Goldfarb et al. 2015). Fonte: <https://www.segufmg.com/post/dep%C3%B3sitos-de-ouro-orog%C3%AAnicos> _____ 14
- Figura 3 - Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional. A maioria forma-se nas fácies xisto verde ou nas fronteiras xisto verde-anfibolito de fluidos aquoso-carbônicos com alto $\delta^{18}O$. Groves et al. (2005). _____ 17
- Figura 4 - A Província Borborema. Observar a localização do domínio Rio Piranhas-Seridó (PS) no extremo nordeste. Fonte: Medeiros et al., (2017). _____ 20
- Figura 5 - Compartimentação geológica do extremo nordeste da Província Borborema, com destaque para os domínios São José do Campestre, Rio Piranhas-Seridó e Jaguaribeano, citados de leste a oeste. Fonte: Medeiros et al., (2013). _____ 21
- Figura 6 - Mapa estrutural mostrando os principais elementos de fabrics deformacionais da área. Elipsoides de strain obtidos para cada afloramento analisado são mostrados. Ao longo da seção geológica (A-A') relações de campo observada em afloramentos da área, utilizadas para mapear as estruturas maiores da área, são também mostradas. _____ 27
- Figura 7 - Foliação S_1 observada em afloramento de granada-biotita xisto, preservada em flancos de dobra recumbente. _____ 29
- Figura 8 - Foliação S_2 com feições de xistosidade mostrando crenulação ao longo de suas superfícies S _____ 30
- Figura 9 – Foliação S_2 com mergulho sub-horizontal mostrando restos de dobras cerradas fortemente transpostas. As camadas de quartzo dobradas são o registro de S_1 estando a foliação S_2 plano axial dessas dobras. _____ 30
- Figura 10 - Relação entre as foliações S_2 e S_3 , observada em seção normal a interseção entre ambas as estruturas, em flanco de dobra F_2 . Observar que a projeção da normal a S_2 sobre S_3 possibilita indicar o fechamento de um antiforme para a direita da foto (NW). _____ 31
- Figura 11 - Padrão de interferência $F_1 + F_2$. Observar que o traço axial de dobras F_1 (S_2) são dobrados pela superposição de dobras F_2 . Essas últimas mostram traço axial relativamente reto (S_3). _____ 32
- Figura 12 - Padrão de redobramento do tipo laço resultante da superposição de dobras $F_1 + F_2$. F_1 é ressaltada por nível exclusivamente constituído por quartzo. Observe que as linhas de charneira de ambas as dobras são aproximadamente paralelas, o que é característico de redobramento coaxial. _____ 32
- Figura 13 - Lineação de interseção S_2/S_3 observada sobre a foliação S_3 . Observar a variação composicional de S_2 expressa pela alternância de segmentos lineares visto sobre S_3 . _____ 34
- Figura 14 - Lineação de crenulação (L_b) definido pela charneira de pequenos dobramentos (dobras parasíticas) da foliação S_2 _____ 35
- Figura 15 - Lineação do tipo rods de quartzo. As formas semicirculares dos rods (linhas pontilhadas) são observadas em seções normais a lineação. O objeto elíptico no centro da foto é um resto da zona de charneira de dobra parcialmente preservada. _____ 36
- Figura 16 - Orientação da seção de uma amostra na caixa de areia, para reproduzir a orientação em campo. A foto mostra uma seção onde são medidos o mergulho e o seu sentido com bússola tipo clar. _____ 37
- Figura 17 - A-C. Seções do elipsoide para cada uma das três faces de uma amostra analisada. Em azul a elipse obtida a partir dos dados inseridos e em vermelho o melhor ajuste. D. Elipsoide disposto espacialmente e as respectivas seções. _____ 38
- Figura 18 – (A). Dobras F_3 marcada por biotita S_2 . Grãos de quartzo com forma aproximadamente isométrica. Observar a ocorrência de ripas de biotita plano axial a dobra. (B). Relação entre os fabrics S_2 e S_3 .

(C). Ripas de biotita em flanco de dobras transposta. Agregados de grãos de quartzo com contatos lobulares constituem em ribbons paralelos a foliação. A seta indica a região de fechamento da dobra. (D). Foliação S_3 marcada pela intercalação de agregados de quartzo \pm feldspatos e biotita. Ribbons de quartzo ocorrem no canto superior esquerdo. (E). Microestrutura do tipo pinch-and-swell em faixa de biotita. Grãos de quartzo alongados e com contatos lobulares. Observar a ocorrência de subgrãos em grão de quartzo (grão maior na porção centro-superior). (F). Pequenos grãos de quartzo envoltos por biotita. (G). Grãos de quartzo alongados e com contatos lobulares, indicando clara migração de limites de grão. Observar a inclusão de ripas de biotita em grãos de quartzo. A inclusão de biotita ocorreu pela mobilidade em limites de grãos de quartzo durante a recristalização dinâmica. Microfotografias obtidas com polarizadores cruzados. As linhas branca e vermelha indicam as direções de S_2 e S_3 , respectivamente. _____ 40

Figura 19 - Representação da geometria do strain e a quantidade de distorção nos diagramas de Flinn (A) e de Hsu (B). _____ 44

Figura 20 - Figura onde são mostrados os parâmetros do strain tridimensional (K , ν , e ϵ) e a sua forma geométrica (coluna central). A orientação dos eixos principais de cada elipsoide é mostrada em estereograma de igual-área. _____ 45

Figura 21 – Geometria do oreshoot em uma seção com visada para oeste. Baseado no mineral resource model para o corpo mineralizado, o qual considera um teor mínimo de 0,2 g/t.. Foi adotado um caimento de $\pm 10^\circ$ para sul, conforme dados de campo. Modificado de Tomaselli et al. (2023). _____ 46

Figura 22 - Modelo estrutural proposto para o principal corpo mineralizado de São Francisco. Desenho esquemático sem escala. _____ 47

Figura 23 - Estereograma de igual-área mostrando a distribuição da lineação e do eixo X do elipsoide de strain. _____ 48

Sumário

1. Introdução	11
2. Justificativa e Objetivos	12
2.1. Justificativa	12
2.2. Objetivos Gerais	12
2.2.1. Objetivos Específicos	12
3. Localização e Vias de Acesso da Área de Estudo.	13
4. Depósitos de Ouro Orogênicos – Uma revisão	14
5. Geologia Regional	19
5.1. Domínio Rio Piranhas-Seridó (PS).	21
5.1.1. Complexo Caicó	21
5.1.2. Grupo Seridó	22
5.1.3. Plutonismo Ediacarano-Cambriano (Granitoides Brasileiros).	24
6. Geologia da Área	25
6.1. Geologia Estrutural	25
6.1.1. D ₁ /S ₁	28
6.1.2. D ₂ /S ₂	28
6.1.3. D ₃ /S ₃	31
7. Metodologia de análise	37
8. Microtectônica	39
9. Discussão	41
10. Conclusões	49
11. Referências Bibliográficas	50

1. Introdução

Pequenos depósitos e várias ocorrências de ouro têm sido documentadas na Província Borborema. O conhecimento sobre essas mineralizações, a qual ocorre desde o início do século passado, deveu-se principalmente a trabalhos desenvolvidos por garimpeiros e por pequenos empreendimentos que utilizaram métodos de extração parcialmente mecanizadas. Trabalhos acadêmicos, desenvolvidos principalmente nos anos 1990 e 2000 (p. ex., Coutinho, 1994; Luiz Silva, 2000; Almeida, 2003) contribuíram decisivamente para um melhor conhecimento sobre essas mineralizações. As mineralizações de ouro da Província Borborema são enquadradas no tipo depósito de ouro orogênico (Groves *et al.*, 1998) encaixados em unidades metamorfas nas fácies xisto verde a anfíbolito e formadas pós-pico metamórfico (Coutinho, 1994; Luiz-Silva, 2000). Em geral, ocorrem em zonas de cisalhamento transpressivas, de idade Brasileira, às vezes localizadas em segmentos onde a elevada circulação de fluidos hidrotermais ocorreu sob específicos regimes deformacionais de fluxo cinemático (Almeida *et al.*, 2024). O Depósito Aurífero São Francisco - DASF, está localizado no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema, no município de Currais Novos. Constitui-se atualmente como o principal depósito de ouro na região, com um volume estimado em cerca de 56 toneladas de ouro, cuja extração, a partir da implantação de mina a céu aberto, ocorrerá no final de 2024. Na área, o ouro ocorre hospedado em mica xistos da Formação Seridó cujas unidades metassedimentares encaixantes da mineralização foram metamorfas nas fácies anfíbolito (Luiz-Silva *et al.*, 1997; Luiz-Silva, 2000). Recentemente, Cunha (2023) concluiu que dois estágios de mineralizações, um primário e outro relacionado a remobilização do ouro, ocorreram em 516-500 Ma e 499-484 Ma, respectivamente. Essa mineralização, como os demais corpos auríferos da Província Borborema, tem sido considerada como hospedada em zona de cisalhamento transcorrente. Embora mineralizações do tipo ouro orogênico mostrem uma estreita associação com zonas de cisalhamento, onde a alta razão fluido/rocha no interior dessas zonas ativas possibilita a formação de grandes depósitos auríferos (Cox, 2005; Goldfarb e Groves, 2015), o depósito aurífero de São Francisco ocorre associado a dobra antiforme com fraco caimento para sudeste e vergência para noroeste. Mineralizações orogênicas associadas a dobras são amplamente descritas na literatura (Hodgson, 1989; Cox *et al.*, 1991; Ford e Bell, 1994; Groves *et al.*, 2018). Particularmente, mineralizações de ouro do tipo *saddle reef* são as formas de ocorrência mais comumente associadas a dobras (Ford e Bell, 1994). Entretanto, essas estruturas também hospedam mineralizações fortemente controladas pela foliação de plano axial ou ao longo de falhas nas regiões de flancos e na zona de charneira (Cox *et al.*, 1991).

Para essa finalidade, a individualização dos diferentes elementos de *fabric* medidos no campo (foliação e lineação) e a caracterização do *strain* tridimensional foram realizados.

2. Justificativa e Objetivos

2.1. Justificativa

Apesar de mineralizações do tipo *orogênicas*, como a encontrada no projeto Aura Borborema, estejam fortemente associadas a mecanismos de deformação e estruturas específicas, nenhum estudo estrutural abordou de maneira satisfatória o contexto deformacional desse depósito mineralizado e de suas unidades encaixantes. Estudos anteriores propuseram um controle estrutural imposto pela instalação de zona de cisalhamento, muito em voga na época. Segundo esse modelo estrutural, os fluidos seriam canalizados e precipitados em locais de baixo *stress* (favorecido pela criação de espaços dentro da zona de cisalhamento). Entretanto, esse modelo não encontra respaldo em campo o que levanta a discussão sobre qual o efetivo controle estrutural do depósito aurífero São Francisco. Responder a isso é primordial para um melhor entendimento sobre que ou quais estruturas poderiam condicionar o corpo, impondo um controle estrutural à mineralização. Em última análise a elaboração de um modelo estrutural para o corpo aurífero representará um grande avanço e norteará trabalhos futuros, contribuindo para melhores estratégias de pesquisa e exploração na área.

2.2. Objetivos Gerais

Esse trabalho teve como objetivo determinar o controle estrutural imposto ao depósito mineralizado em ouro de São Francisco, bem como avaliar a geometria de *strain* associada à deformação das rochas encaixantes e ao *oreshoot* aurífero.

2.2.1. Objetivos Específicos

- Caracterizar os diferentes *fabrics* deformacionais nos mica xistos hospedeiros da mineralização aurífera de São Francisco;
- Estabelecer relações de sobreposição (cronologia de *fabrics*) e correlacioná-los aos eventos deformacionais;
- Estabelecer o controle estrutural imposto ao corpo mineralizado;
- Avaliar a geometria do *strain* tridimensional durante o evento deformacional D₃, bem como a orientação espacial dos eixos principais elipsoide de *strain*.

3. Localização e Vias de Acesso da Área de Estudo.

O Projeto Borborema, localizado na porção sul do estado do Rio Grande do Norte, no nordeste do Brasil, está situado a 26 km a leste da cidade de Currais Novos e a 35 km a oeste da cidade de Santa Cruz. A cidade de Currais Novos possui boa infraestrutura e uma população de aproximadamente 42.000 pessoas. A área do Projeto está estrategicamente localizada para se beneficiar do acesso direto à rodovia federal BR-226 que o liga à capital do estado, Natal (172 km a leste, população de aproximadamente 880.000 habitantes). A rodovia é uma estrada pavimentada de pista única em excelentes condições e utilizável durante todo o ano, alimentada por uma rede de estradas de terra bem conservadas que dão acesso toda área do estudo. A Figura 1 mostra a localização da área do Projeto Borborema e vias de acesso. Suas coordenadas de localização são Latitude $06^{\circ}12'10,59''$ S e Longitude $36^{\circ}17'11,03''$ W.

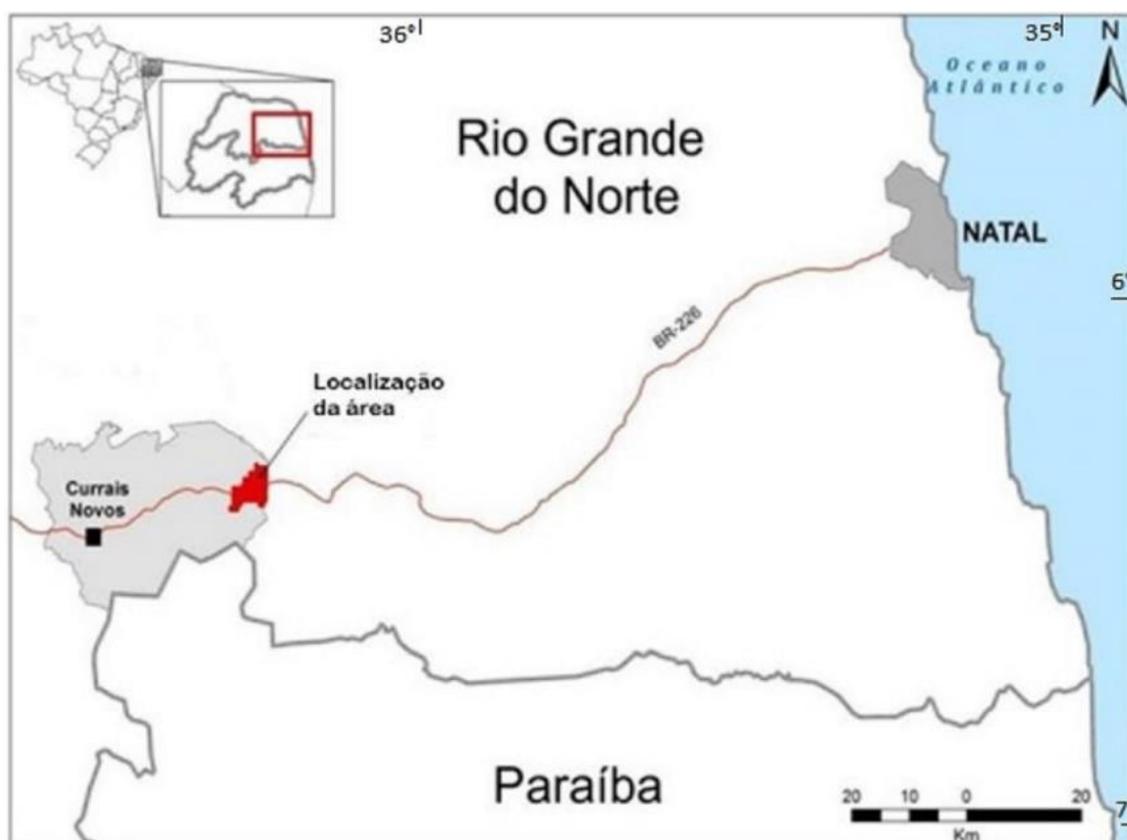


Figura 1 - Localização da área de estudo

4. Depósitos de Ouro Orogênicos – Uma revisão

A expressão “depósitos de ouro orogênicos”, também referidos como jazidas auríferas em zonas metamórficas, foi cunhada por Groves e colaboradores em 1998. Esses depósitos representam a forma mais prevalente de ocorrência de ouro, caracterizando-se por serem exclusivamente de ouro e originarem-se em contextos de compressão e transpressão durante a convergência de placas tectônicas, em cenários de orogenia tanto acrescionária quanto colisional (Figura 2). Esses depósitos estão espalhados por faixas metamórficas globais e têm uma cronologia que se estende do Pré-cambriano, com destaque para as eras Arqueana e Paleoproterozoica, até o período Terciário.

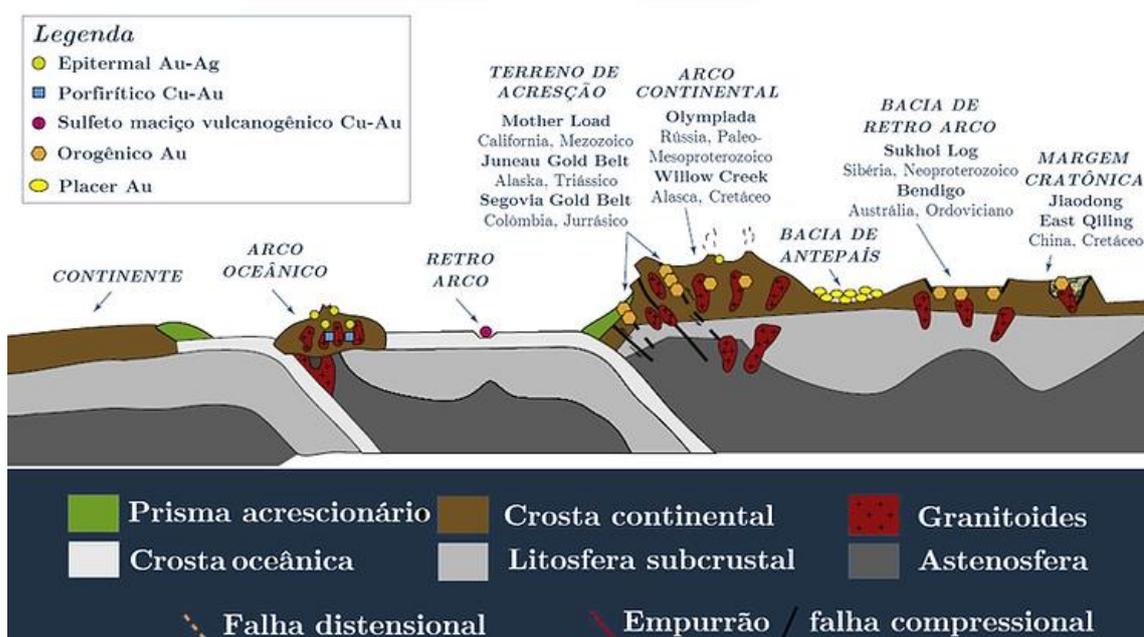


Figura 2 - Cinturões acrescionários deformados, adjacentes a arcos magmáticos continentais, em regiões de ante-arco e retroarco de margens continentais ativas, assim como ao longo de margens cisalhadas de batólitos de arco. (Lobato & Costa 2018, reproduzido de Goldfarb *et al.* 2015). Fonte: <https://www.segufmg.com/post/dep%C3%B3sitos-de-ouro-orog%C3%AAnicos>

Os chamados depósitos de ouro mesotérmicos estão associados a terrenos orogenéticos regionalmente metamorfizados e de todas as idades. Os minérios foram formados durante processos de deformação compressivo a transpressional nas margens convergentes da placa em orógenos acrescionários e colisionais. Em ambos os tipos de orógeno, rochas sedimentares e vulcânicas marinhas hidratadas foram adicionadas às margens continentais durante dezenas a cerca de 100 milhões de anos de colisão. Eventos térmicos relacionados à subducção, elevando episodicamente gradientes geotérmicos dentro das sequências acrescionárias hidratadas, iniciam e impulsionam a migração de fluido hidrotermal de longa distância. Os depósitos desta classe estritamente relacionados com veios são os mais abrangentes e por isso a denominação “depósitos do tipo *Lode* (veio)” tem sido usada com frequência (Luiz-Silva, 2000). Outras denominações comumente aplicadas para este tipo de depósitos incluem sin-orogênicos, hospedados em turbiditos,

mesotermiais e depósitos arqueanos tipo *lode* (detalhes em Groves *et al.*, 1998). Os veios de quartzo contendo ouro resultantes são colocados em uma faixa de profundidade única para depósitos de minério hidrotermal, com deposição de ouro de 15 a 20 km até o ambiente próximo à superfície.

Devido ampla gama de profundidades de formação, o termo "mesotérmico" não pode ser aplicado a todos estes tipos de depósitos. Em vez disso, a associação temporal e espacial única deste tipo de depósito a atividade orogênica possibilitou que fossem redefinidos para depósitos de ouro orogênicos, ou orogênicos. A maioria dos minerais são pós-orogênicos no que diz respeito ao tectonismo das rochas que os hospedam, mas são ao mesmo tempo sin-orogênicos no que diz respeito aos processos térmicos relacionados à subducção, e o prefixo orogênico satisfazem ambas as condições. Dependendo da profundidade de formação, os depósitos orogênicos são divididos em epizonais (< 6 km), mesozonais (6-12 km) e hipozonais (> 12 km).

Esse termo "depósitos de ouro orogênicos", também conhecidos como depósitos auríferos em terrenos metamórficos, foi introduzido por Groves *et al.* (1998) com o objetivo de colocar esses depósitos, ditos "mesotérmicos", em uma classe mais ampla que enfatiza sua configuração tectônica e tempo de formação em relação a outros tipos de depósitos de ouro.

São os depósitos de ouro mais comuns, sendo do tipo *gold-only* e formados durante processos de deformação compressional e transpressional em margens de placas convergentes em ambientes de orogenia acrescionária ou colisional. Estão distribuídos dentro de cinturões metamórficos ao redor do globo e são datados desde o Pré-Cambriano, em especial no Arqueano e Paleoproterozóico, até o Terciário.

São caracterizados como depósitos hidrotermiais, epigenéticos, sendo a maioria relacionada a grandes sistemas de falha que cortam a crosta, normalmente desenvolvida no máximo a algumas centenas de milhões de anos antes. Apresentam uma química consistente e, portanto, mineralogia e assembleia de alteração amplamente idênticas.

Formam-se em diversas faixas de profundidade da crosta, resultado do movimento de fluido hidrotermal em um intervalo sincrônico a posterior à atividade tectônica e ao pico do metamorfismo, em ambientes de faixa de graus metamórficos de pumpellyita-prenhita até zonas inferiores de fácies granulito.

O fluido mineralizante nesses depósitos é de baixa salinidade, próximo a neutro, enriquecido em água-gás carbônico + metano, sendo o ouro transportado em complexos redutores de enxofre ou como complexos de cloretos, se em temperatura mais altas.

As rochas hospedeiras são predominantemente metavulcânicas máficas a ultramáficas, sequências de metaturbiditos e metagrauvas e formações ferríferas bandadas vulcanogênicas. O grau metamórfico e a fácies metamórfica varia em função do nível crustal.

Mineralogicamente, caracteriza-se por diversas feições em que dominam sistemas de veios de quartzo com baixo volume de sulfetação e com variações de 5 a 15% de carbonatos, podendo conter albita, muscovita, clorita, scheelita e turmalina

nos domínios da fácies xisto verde, ou anfibólitos, diopsídio, biotitas, turmalina e granadas nos domínios da fácies anfibolito.

As associações metalogenéticas comuns são Au – Ag + As + B + Bi + Sb + Te + W.

Groves *et al.* (1998) classificou os depósitos de ouro orogênico de acordo com as condições do ambiente de formação:

- a) Epizonal, quando formados em profundidade acima de 6,0 km e temperaturas entre 150°C e 300°C
- b) Mesozonal, se formado em faixa de profundidade entre 6,0 e 12,0 km, e temperaturas de 300°C a 470°C.
- c) Hipozonal se o depósito se formar em profundidades acima de 12 km e temperaturas acima de 475°C (Figura 3).

É fundamental notar que esta terminologia foi definida apenas como uma subdivisão para depósitos de ouro orogênicos com base em muitos estudos geotermobarométricos modernos. Por causa disso, as zonas de profundidade para essas subclasses orogênicas não correspondem àquelas dos regimes epitérmico, mesotérmico e hipotérmico de Lindgren (1907).

De acordo com as classificações propostas por Goldfarb e Groves (2015) e Gebre-Mariam *et al.* (1995), o Depósito Aurífero São Francisco (DASF) pode ser classificado como depósito de ouro orogênico mesozonal, associado ao ambiente tectônico de acreção (Cunha, 2023).

É fundamental notar que esta terminologia foi definida apenas como uma subdivisão para depósitos de ouro orogênicos com base em muitos estudos geotermobarométricos modernos. Por causa disso, as zonas de profundidade para essas subclasses orogênicas não correspondem àquelas dos regimes epitérmico, mesotérmico e hipotérmico de Lindgren (1907).

De acordo com as classificações propostas por Goldfarb e Groves (2015) e Gebre-Mariam *et al.* (1995), o Depósito Aurífero São Francisco (DASF) pode ser classificado como depósito de ouro orogênico mesozonal, associado ao ambiente tectônico de acreção (Cunha, 2023).

Associam-se a terrenos metamórficos deformados de diferentes idades. Observações de diversos pesquisadores em diferentes depósitos no mundo, em terrenos desde *greenstone belts* arqueanos até terrenos metamórficos Fanerozóicos mais recentemente ativados, indicam forte associação do ouro com rochas da fácies xisto verde (Kerrick & Cassidy 1994) ou a grau metamórfico mais baixo em contexto de domínios metamórficos de diferentes idades (Gebre-Mariam *et al.* 1995). Os depósitos orogênicos de ouro arqueanos são hospedados predominantemente em vulcânicas de terrenos vulcano-plutônicos de *back-arc*, enquanto os hospedados por rochas metassedimentares são, geralmente de idades mais recentes.

Sendo os depósitos de ouro orogênico um tipo específico, considerar-se-ia a sua deposição através de um fluido hidrotermal semelhante à fonte. No entanto, no caso do ouro orogênico, existem dois principais fatores que levam a uma grande variabilidade entre as interpretações de diferentes estudos. Primeiro, os depósitos

formam-se em profundidades crustais muito variadas, e não há depósitos gigantes com menos de cerca de 50 Ma, relativizando-se todas as evidências da fonte de fluido.

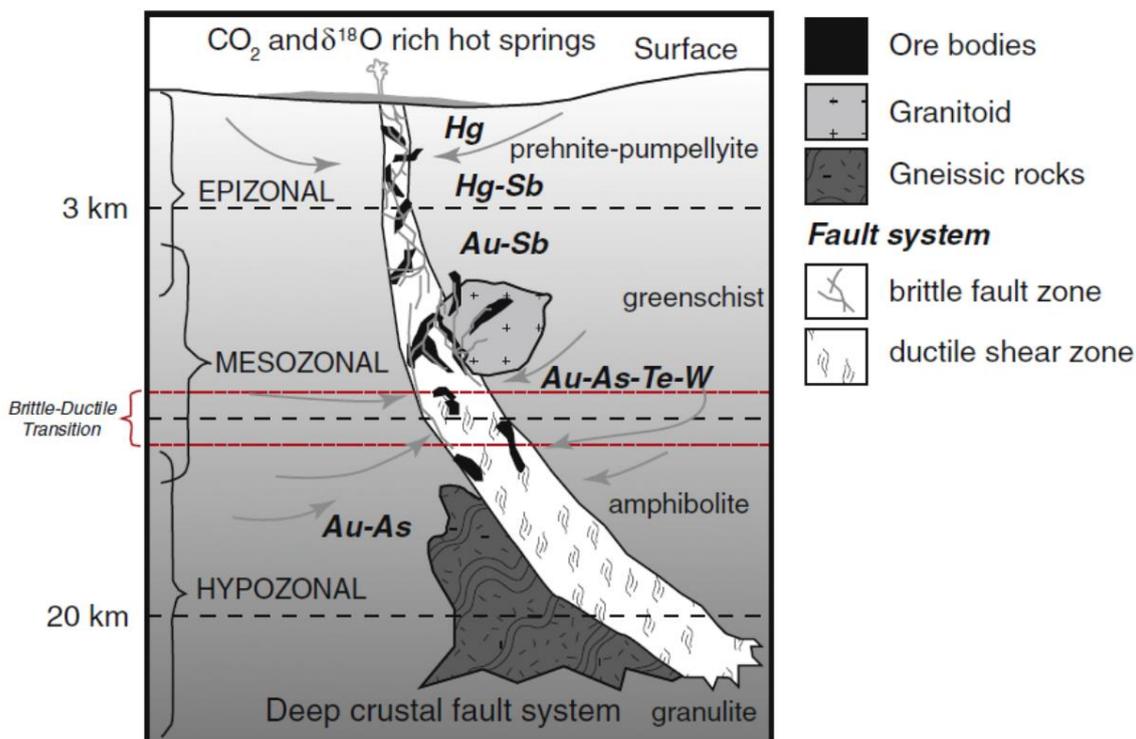


Figura 3 - Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional. A maioria forma-se nas fácies xisto verde ou nas fronteiras xisto verde-anfibolito de fluidos aquoso-carbônicos com alto $\delta^{18}\text{O}$. Groves *et al.* (2005).

Associam-se a terrenos metamórficos deformados de diferentes idades. Observações de diversos pesquisadores em diferentes depósitos no mundo, em terrenos desde *greenstone belts* arqueanos até terrenos metamórficos Fanerozóicos mais recentemente ativados, indicam forte associação do ouro com rochas da facies xisto verde (Kerrich & Cassidy 1994) ou a grau metamórfico mais baixo em contexto de domínios metamórficos de diferentes idades (Gebre-Mariam *et al.* 1995). Os depósitos orogênicos de ouro arqueanos são hospedados predominantemente em vulcânicas de terrenos vulcano-plutônicos de *back-arc*, enquanto os hospedados por rochas metassedimentares são, geralmente de idades mais recentes.

Sendo os depósitos de ouro orogênico um tipo específico, considerar-se-ia a sua deposição através de um fluido hidrotermal semelhante à fonte. No entanto, no caso do ouro orogênico, existem dois principais fatores que levam a uma grande variabilidade entre as interpretações de diferentes estudos. Primeiro, os depósitos formam-se em profundidades crustais muito variadas, e não há depósitos gigantes com menos de cerca de 50 Ma, relativizando-se todas as evidências da fonte de fluido.

De forma geral, entende-se a origem dos fluidos no sistema Ouro (Au)-orogênico a partir de reações metamórficas de desidratação de minerais metamórficas em um ambiente colisional. O metamorfismo progressivo promove a liberação de água desses minerais o que gera um fluido hidrotermal que percola pelo pacote rochoso

lixiviando ouro e outros minerais que serão precipitados nos ambientes geológicos favoráveis. Ressalta-se que análises químicas sugerem, em alguns casos, a influência de contribuição ígnea nos fluidos de alguns depósitos.

O Controle estrutural da mineralização é uma constante sendo que a maior parte dos depósitos está situada em estruturas de segunda e terceira ordens, localizadas nas proximidades de zonas deformacionais regionais, principalmente transcrustais.

A maioria das estruturas encaixantes é de natureza rúptil-dúctil e podem ser de diferentes estilos: Zonas de falhas rúpteis a dúcteis reversas de baixo a alto ângulo, Sequências de fraturas, sistemas de *stockworks* ou zonas de brechas em rochas competentes, zonas de foliação com clivagem, charneiras de dobras e falhas reversas associadas, em dobras fechadas.

A geometria de um corpo mineral hidrotérmico depende das interações entre o fluxo de fluido, os tipos de rocha hospedeira e as estruturas. Pode haver *feedback* adicional entre deformação, reações químicas e mineralização para corpos minerais sin-tectônicos.

Os corpos minerais podem ser classificados em corpos discordantes e concordantes, e ainda em formas regulares e irregulares (por exemplo, Evans, 1995). Os corpos minerais regulares são subdivididos qualitativamente em formas tabulares e tubulares. A geometria do corpo mineral (forma e orientação) precisa ser bem compreendida e descrita quantitativamente para ser útil em investigações de fluxo de fluidos e mineralização, e para compreender os controles estruturais da mineralização.

Em algum nível de detalhe, todos os corpos minerais têm geometrias complexas. Um dos desafios da compreensão de um corpo mineral estruturalmente controlado é ser capaz de descrever o corpo mineral de forma simples o suficiente para relacioná-lo com estruturas, ainda que de forma quantitativa, que possa permitir a comparação entre diferentes depósitos. É necessária uma abordagem tridimensional: no caso geral, as seções horizontais ou verticais serão planos arbitrários através de um corpo mineral. Medições feitas a partir de seções, como comprimento de *strike*, orientação de *strike* (por exemplo, de planos nivelados) ou comprimento e quantidade de mergulho descendente (por exemplo, de seções transversais verticais) serão seções arbitrárias através de um corpo mineral e, portanto, terão pouco significado para caracterizar sua verdadeira geometria.

As mineralizações de ouro, hospedadas em depósitos orogênicos, possuem forte controle estrutural mesmo para variação em escala decimétricas a hectométricas.

Embora as estruturas de controladoras normalmente sejam dúcteis-rúpteis, por natureza, elas são altamente variáveis. As jazidas de ouro geralmente possuem continuidade por centenas de metros, algumas chegando a quilômetros.

5. Geologia Regional

A Província Borborema, como definida por Almeida *et al.*, (1977, 1981), a qual compreende uma importante entidade geotectônica localizada no NE do Brasil, é composta por litotipos Pré-cambrianos, e também por exemplares de rochas Paleozoicas, Mesozoicas e Cenozoicas. Limita-se a norte e a Leste com a Margem Continental Atlântica, a oeste com a Bacia do Parnaíba e a sul com o Cráton São Francisco (Figura 4). Essa província contém em sua porção central uma faixa orogênica que teve sua origem decorrente da aglutinação do continente Gondwana Ocidental e um posterior desmembramento do supercontinente Pangea nos continentes que hoje conhecemos por África e América do Sul (Santos *et al.*, 2008). Essa sequência de eventos iniciou-se no Arqueano e teve seu clímax durante o Neoproterozóico Superior, tendo como consequência a colisão entre as placas São Francisco/Congo e São Luís/Oeste Africano, caracterizando o denominado Ciclo Brasileiro/Panafricano (0,75 – 0,55 Ga) (Van Schmus *et al.*, 1995).

A geologia da Província Borborema é representada por um mosaico de blocos crustais, onde ocorrem rochas de idade Arqueana até Paleoproterozóica, compondo o embasamento gnáissico-migmatítico a granulítico, coberto por sequências de rochas supracrustais Proterozóicas, metamorfizadas em fácies xisto-verde a granulito.

Durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano (0,75 – 0,55 Ga) houve a formação de importantes estruturas dúcteis, representadas por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, algumas das quais limitando blocos crustais, o que possibilitou para que a divisão em subdomínios da Província Borborema fosse proposta (Medeiros, 2017). Durante o evento Brasileiro um volumoso plutonismo de idade Ediacarana foi marcante na Província Borborema (Jardim de Sá *et al.*, 1998; Angelim; Medeiros; Nesi, 2006; Dantas *et al.*, 2013).

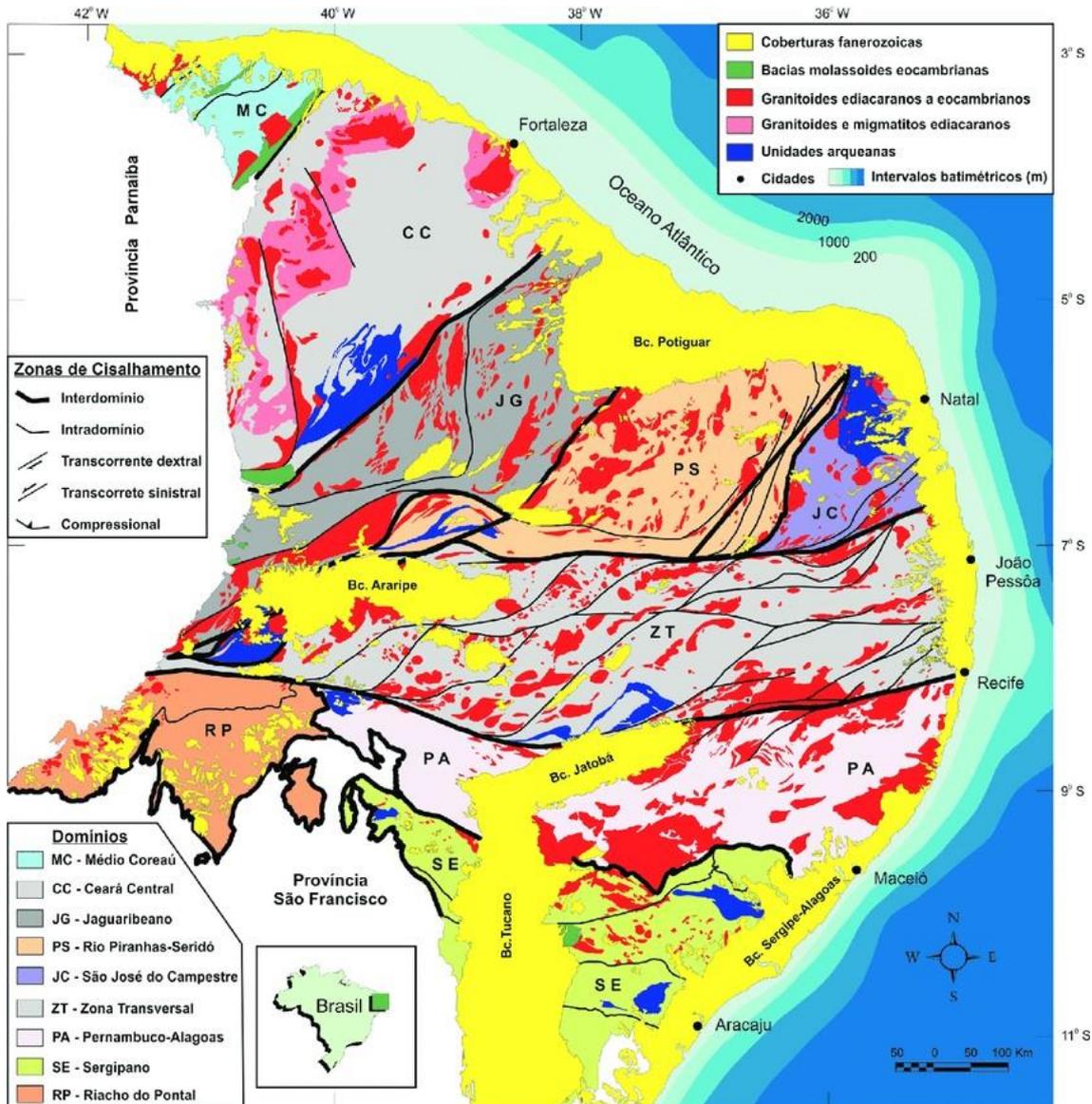


Figura 4 - A Província Borborema. Observar a localização do domínio Rio Piranhas-Seridó (PS) no extremo nordeste. Fonte: Medeiros et al., (2017).

Os domínios que compõe a Província Borborema são delimitados/separados por lineamentos Transbrasilianos, zona de cisalhamento Senador Pompeu, zona de cisalhamento Patos e Lineamento Pernambuco.

Os domínios localizados ao norte do Lineamento Patos, possuem em comum um amplo substrato Arqueano-Paleoproterozóico e uma cobertura metassedimentar ou metavulcanossedimentar Ediacarana, todo o conjunto tendo sido deformado pela orogênese Brasileira.

A área de trabalho está inserida no Domínio Rio Piranhas – Seridó sendo caracterizada pela presença de litotipos Paleoproterozóicos (Complexo Caicó), o qual constitui o embasamento para as supracrustais Neoproterozóica/ Ediacaranas (Grupo Seridó) sendo eles intrudidos por vários corpos ígneos associados ao magmatismo Brasileiro. Também ocorrem inúmeros diques de pegmatito.

5.1. Domínio Rio Piranhas-Seridó (PS).

Segundo Angelim (2006), o domínio Rio Piranhas-Seridó limita-se tectonicamente a oeste com o Domínio Jaguaribeano pela zona de cisalhamento Portalegre, a Leste com o Domínio São José do Campestre por meio da zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, a norte com as rochas sedimentares da Bacia Potiguar e a sul com o Domínio Zona Transversal, através da zona de cisalhamento Patos (Figura 5).

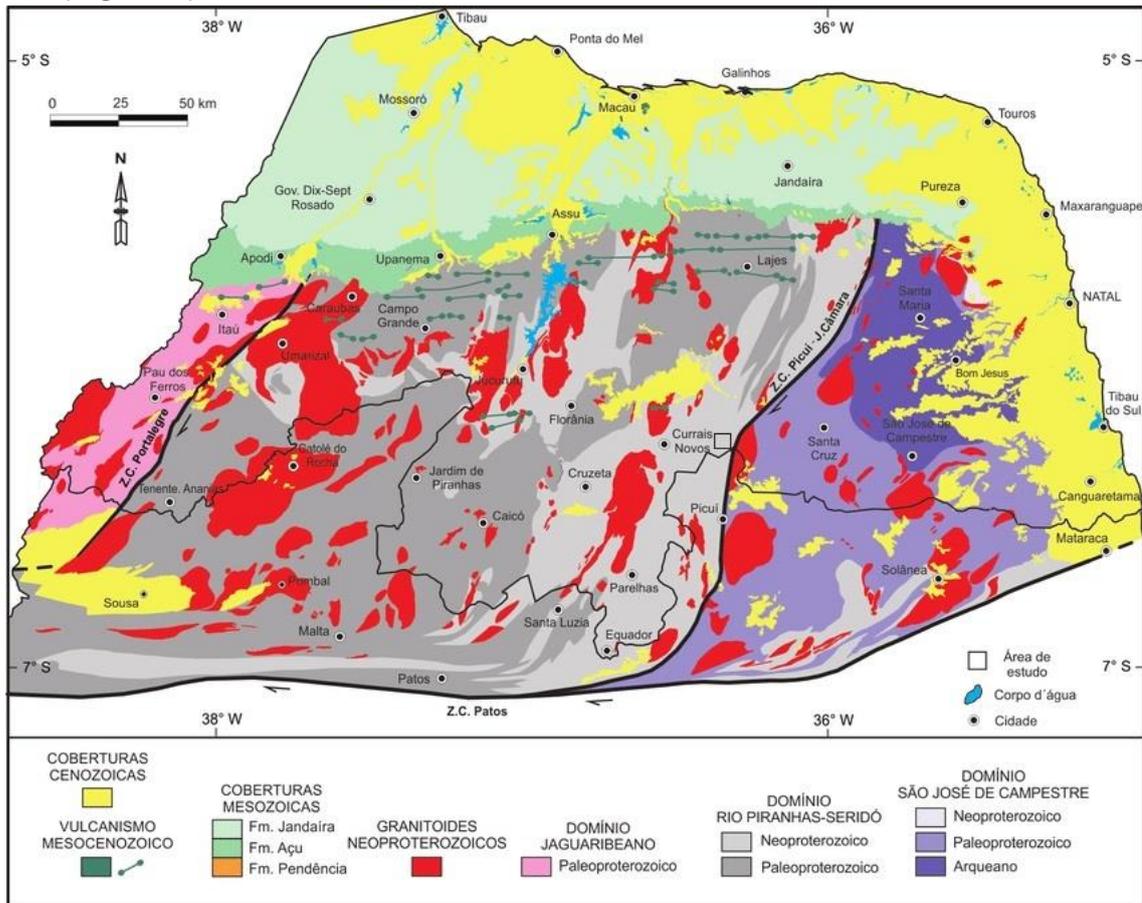


Figura 5 - Compartimentação geológica do extremo nordeste da Província Borborema, com destaque para os domínios São José do Campestre, Rio Piranhas-Seridó e Jaguaribeano, citados de leste a oeste. Fonte: Medeiros *et al.*, (2013).

O Domínio Rio Piranhas-Seridó é caracterizado pela presença de litotipos Paleoproterozóicos (Complexo Caicó), o qual constitui o embasamento para as supracrustais Neoproterozóica/ Ediacaranas (Grupo Seridó) sendo eles intrudidos por vários corpos ígneos associados ao magmatismo Brasileiro.

5.1.1. Complexo Caicó

Meunier (1964) e Ferreira & Albuquerque (1969) descreveram o Complexo Caicó como uma sequência litológica de alto grau metamórfico, constituída basicamente, por gnaisses e migmatitos, que inclui indistintamente litótipos do Grupo São Vicente de Ebert (1969). Jardim de Sá (1994) definiu o Complexo Caicó como um embasamento gnáissico-migmatítico, incluindo supracrustais mais antigas, em

caráter subordinado. Ferreira & Santos (2000) descrevem este complexo como uma associação de ortognaisses bandados félsico-máficos, ortognaisses dioríticos a graníticos e migmatitos, com intercalações de rochas metamórficas e subordinadamente rochas supracrustais constituídas principalmente por biotita paragnaisses. Esses últimos autores também individualizam o Complexo São Vicente como uma unidade de ortognaisses e migmatitos de protólitos máficos.

Nos últimos anos diversos estudos enfocaram que a principal característica deste embasamento é o caráter cálcio-alcálico das rochas magmáticas que o compõe, segundo Jardim de Sá (1994) e Dantas (1992).

Determinações geocronológicas (Rb-Sr, Pb-Pb e U/Pb em zircão) obtidas por Brito Neves (1975), Hackspacher & Sá (1984), Hackspacher *et al.*, (1990), Souza *et al.*, (1993), Jardim de Sá (1994), Van Schmus *et al.*, (1995) e Dantas (1992), permitiram atribuir uma idade entre 2,3 a 2,15 Ga para as metaplutônicas da referida unidade.

Dantas (1992) e Ferreira (1998) consideram o Complexo Caicó como integrante de um arco magmático transamazônico. Segundo Jardim de Sá (1994) as metaplutônicas do Complexo Caicó constituem produtos de magmas juvenis extraídos de cunhas do manto, metassomatizado e enriquecido acima de zonas de subducção, os quais promoveram a sucessiva aglutinação destes arcos.

Segundo Hackspacher *et al.*, (1986) e Dantas (1992), este complexo foi alvo de três fases de deformação progressiva durante o transamazônico, que gerou estruturas na direção NW-SE. A fase F_2 é a mais proeminente, sendo responsável pelo bandamento gnáissico e pela formação de dobras isoclinais recumbentes e inclinadas. A terceira fase foi mais penetrativa, produzindo dobras normais abertas ou fechadas, com intrafoliais associadas, isoclinais e recumbentes. Essa trama Paleoproterozóica foi redefinida por novas fases de deformação durante o Neoproterozóico, que produziram estruturas de *trend* predominantemente NE-SW.

5.1.2. Grupo Seridó

Unidade litoestratigráfica representativa da faixa Seridó, que ocorre na região nordeste do Brasil, nos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. É usualmente dividido nas formações Seridó, Equador e Jucurutu, com divergência entre os autores quanto ao posicionamento da Formação Equador. O Grupo Seridó é constituído por rochas metassedimentares de natureza plataformar marinha e turbidítica profunda. O metamorfismo varia da fácies xisto verde a anfíbolito alto, num regime bárico de pressão intermediária. Esta unidade foi alvo de três fases de deformação bem definidas. A primeira é responsável pelo bandamento composicional (S_1/S_0), mais bem preservado na fácies xisto verde de Cruzeta; a segunda, com características contracionais, é representada pelos empurrões e dobramentos recumbentes e/ou isoclinais com transporte de massa para NW (S_2 paralela a S_1); e a terceira promoveu a verticalização dos estratos, a formação de dobras abertas, por vezes isoclinais inclinadas e de zonas de cisalhamento transcorrentes, ora dextrais, ora sinistrais.

Ferreira e Albuquerque (1969) definiram o Grupo Seridó como constituído pelas formações Equador (base), Jucurutu e Seridó (topo).

De acordo com Jardim de Sá & Salim (1980) e Jardim de Sá (1984) o Grupo Seridó apresenta-se subdividido em paragnaisses basais, com intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas, micaxistos, metavulcânicas e formações ferríferas (Formação Jucurutu), Ferreira (1997) distinguiu ainda o Complexo Serra dos Quintos, desmembrado da Formação Jucurutu, aqui enquadrado como formação, pela

associação litológica distinta. Além de metaconglomerados e quartzitos (Formação Equador) em posição intermediária e no topo micaxistos feldspáticos e aluminosos, apresentando feições sedimentares de natureza plataformal marinha com características turbidíticas profunda, possuindo subordinadamente intercalações de metavulcânicas, mármore e rochas calcissilicáticas (Formação Seridó).

Jardim de Sá (1994) defende um modelo de evolução no qual as três formações fariam parte de um único ciclo de sedimentação de idade Paleoproterozóica. Vale salientar que os contatos entre as formações são quase sempre interdigitados entre si, encontrando-se, por exemplo, quartzitos e micaxistos intercalados com biotita paragneisses ou também passagens gradacionais de paragneisses para micaxistos feldspáticos. Estas observações são indicativas de que o Grupo Seridó representaria uma sequência de deposição contínua, sem evidências de discordâncias regionais entre estas, envolvidas em um mesmo megaciclo de sedimentação.

Segundo Santos *et al.* (2002) a formação Equador representa uma sedimentação clástica de plataforma (cordões arenosos litorâneos), aparecendo de modo quase contínuo acima do embasamento Paleoproterozóico, embora em certos locais com uma recorrência acima da sedimentação grauváquico-carbonática, sugerindo episódios de transgressão e regressão. A associação litológica da formação Jucurutu com abundância de sedimentos clásticos, grauváquicos e quartzosos e com uma extensiva ocorrência de calcários, sugere uma associação tipo QPC, em ambiente de plataforma carbonática de margem passiva. A Formação Seridó, provavelmente, representa a fácies marinha distal da bacia, cuja sedimentação está associada a depósitos de talude alimentados por correntes de turbidez, corroborando a isso a ausência de variações composicionais expressivas, o que é característico também desses depósitos formados em ambiente marinho profundo.

Para Jardim de Sá (1984, 1994) e Jardim de Sá *et al.*, (1987), entre outros, o Grupo Seridó foi alvo de três principais fases de deformação: a primeira (D_1) é responsável pelo bandamento composicional ($S_1//S_0$), melhor preservado na fácies xisto verde; a segunda (D_2) gerada em um regime contracional, é representada pelos empurrões e dobramentos recumbentes e/ou isoclinais inclinados e transporte de massa para NW, sendo ambas as deformações (D_1 e D_2) de idade transamazônica, e a terceira (D_3/S_3) que promoveu a verticalização dos estratos, a formação de dobras abertas, por vezes isoclinais, e uma foliação NNE-SSW, associadas a uma cinemática transcorrente de idade Brasiliana, com zonas de cisalhamento, ora dextrais, ora sinistrais, com *trend* NE-SW. Uma quarta fase de deformação, com fraca penetratividade e *trend* NW-SE, foi descrita por Hackspacher e Sá (1984). Hackspacher *et al.*, (1987), reconheceram as mesmas fases de deformação descritas por Jardim de Sá e colaboradores, atribuindo-lhes uma idade Brasiliana, em um contexto progressivo de transição entre um regime tangencial e um regime transcorrente.

Van Schmus *et al.*, (1995) e (2003) definiram o Grupo Seridó como de idade Neoproterozóica, baseando-se em datações U-Pb (SHRIMP) em zircão detrítico das formações Jucurutu e Seridó, colocando a deposição do grupo entre 640-620 Ma. Segundo Santos *et al.*, (2002), estes resultados caracterizam uma sequência extremamente jovem dentro do ciclo Brasiliano. A natureza turbidítica e uma provável contemporaneidade com o evento orogênico (evento contracional?) podem conferir à Formação Seridó um caráter de *flysch*.

5.1.3. Plutonismo Ediacarano-Cambriano (Granitoides Brasileiros).

Na Faixa Seridó é possível identificar uma extensa granitogênese, imposta pelo evento Brasileiro, conhecida na região como os “granitoides G₃” (Jardim de Sá *et al.*, 1981; Jardim de Sá, 1994) intrusivos tanto no embasamento da Faixa Seridó como nas supracrustais. Representa uma das feições mais importantes da Província Borborema, ocorrendo como batólitos, *stocks* e diques, cujas características petrográficas, químicas e geocronológicas diferem entre si. Nesse contexto, cabe destacar os trabalhos de Jardim de Sá (1994), Angelim (2006) e Nascimento *et al.* (2015) que classificaram essas rochas plutônicas com base em critérios de campo, estruturais e/ou geoquímicos.

Para Nascimento, Galindo e Medeiros (2015), na região do Domínio Rio Piranhas-Seridó, os principais períodos de atividade plutônica durante a orogênese Brasileira foram o Ediacarano (635 a 541 Ma) e o Cambriano (541 a 485 Ma), sendo o primeiro período o mais intenso. Jardim de Sá (1994) caracteriza essa granitogênese (os granitoides G₃) como plútons sin a tardi-tectônicos ao evento D₃. Esses granitoides são encontrados ao longo de toda a Faixa Seridó, truncando estruturas existentes (referentes às fases D₂ e D₁) impressas nas rochas do embasamento, nas supracrustais e nos *augen* gnaisses G₂.

Com base em dados petrográficos, texturais, geoquímicos e geocronológicos de várias amostras, Nascimento, Galindo e Medeiros (2015), conseguiram individualizar seis diferentes suítes magmáticas, sendo elas: (i) Alcalina, constituída por álcali-feldspato granitos com álcali-feldspato quartzo sienitos e sienogranitos subordinados; (ii) Alcalina Charnoquítica, representada por quartzo mangeritos e charnoquitos; (iii) Cálcio-alcalina, de granodioritos a tonalitos, com fenocristais de plagioclásio; (iv) Cálcio-alcalina de alto K equigranular, que ocorre como enxames de diques, soleiras ou corpos isolados de monzogranitos; (v) Cálcio-alcalina de alto K porfirítica, que é uma suíte volumetricamente abundante, sendo caracterizada por fácies porfiríticas cujos fenocristais são de K-feldspato com coroas de plagioclásio, em monzonitos, granodioritos e, subordinadamente, quartzo monzonito; por fim, (vi) a suíte shoshonítica, que varia de gabros/dioritos a quartzo monzonitos.

Diversos trabalhos reportaram idades referentes a estes granitoides. Legrand *et al.*, (1991) dataram o granito porfirítico do Maciço de Acari pelo método U-Pb em zircões, definindo uma idade de intrusão de 555±5 Ma, coincidente com datação Rb-Sr em rocha total (Jardim de Sá, 1994), o qual propôs o intervalo de 580±30 Ma para o evento de cinemática transcorrente (D₃) na Faixa Seridó.

6. Geologia da Área

A área objeto desse estudo está inserida na Folha Santa Cruz (SB.24-Z-BIII - Oliveira, S.F. & Cunha, A.L.C., 2014), Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. Está situada no topo da estratigrafia do Grupo Seridó (Formação Seridó) dentro de uma sequência de xistos metapéllicos bandados, submetidos ao metamorfismo regional da fácies anfíbolito superior (Luiz Silva *et al.*, 1997). As assembleias minerais são dominadas por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, com biotita subordinada, granada, sillimanita, cordierita, moscovita e andalusita (Baars, *et al.*, 2011).

Esta assembleia é indicativa de condições de alta temperatura (650-700°C) e pressão relativamente baixa (3-4 kb) (Baars, *et al.*, 2011). A sequência compreende unidades pelíticas (cordierita-sillimanita) alternadas e mais psamíticas (granada-sillimanita) (Stewart, 2011). Bandas quartzo-feldspáticas resultantes de fusões parciais cortam e paralelam a xistosidade, predominantemente nos xistos cordieríticos mais pelíticos. A sericita retrógrada generalizada sobrepõe a assembleia mineral prógrada. Os xistos são intrudidos por corpos pegmatíticos da idade Brasiliana.

Em mapeamento realizado durante o Projeto Aura Borborema (Depósito Aurífero São Francisco - DASF), foram descritos micaxistos auríferos que estão estratigraficamente inseridos na Formação Seridó e são representados regionalmente por um granada-biotita xisto feldspático finamente bandado que consideramos como a rocha original. Segundo a interpretação de Silva (1995), um evento tectônico-metamórfico transformou progressivamente esta rocha em um cordierita-biotita xisto feldspático. Nos locais onde a deformação foi mais intensa, formaram-se zonas de sillimanita-muscovita xisto feldspático milonítico, sendo está a rocha transformada final e mineralizada. O sillimanita-muscovita biotita xisto feldspático, desenvolvido na zona de mais alta taxa de deformação, é de granulação média a grossa onde se destacam nódulos decimétricos ricos em muscovita e sillimanita.

De acordo com os estudos desenvolvidos por Trindad *et al.*, (2008), o granada-biotita xisto feldspático é fino a médio, com uma xistosidade proeminente marcada pelas alternâncias de níveis micáceos com níveis quartzo-feldspáticos. Esses níveis evoluem para remobilizados de quartzo. Nesse último caso, o aspecto passa de xistoso para bandado, concedendo uma maior consistência à rocha, que se mostra mais grossa nestas porções. O cordierita-biotita xisto feldspático se caracteriza pelo desenvolvimento de nódulos de cordierita que podem chegar a 25 cm em seu eixo maior, mascarando a xistosidade da rocha.

6.1. Geologia Estrutural

O mapeamento estrutural realizado nos mica xistos encaixantes do Depósito Aurífero São Francisco, revelou a ocorrência de três fases de deformação. Essas fases de deformação são correlacionáveis com aquelas definidas regionalmente, sendo aqui consideradas de natureza progressiva. D₁/S₁ corresponde a primeira fase

de deformação responsável por um bandamento composicional ($S_1//S_0$), o qual é mais bem preservado em afloramentos menos intensamente deformados. A fase de deformação regional D_2 , considerada relacionada a atuação de um regime contraccional, responsável pela formação de empurrões e dobramentos recumbentes e/ou isoclinais inclinados com transporte de massa para NW, corresponde a fase de deformação D_2/S_2 observada na área. A terceira fase de deformação (D_3/S_3), predominantemente de idade Brasileira, cujo *fabric* regional mostra uma direção geral NNE-SSW, é marcada pela verticalização de estratos, formação de dobras abertas, por vezes isoclinais, e a instalação de zonas de cisalhamento com cinemática por vezes dextrais ou sinistrais. No contexto do DASF o alojamento da mineralização aurífera está condicionada a atuação dessa última fase de deformação dúctil (D_3).

Durante o mapeamento estrutural realizado na área a aplicação de critérios de sobreposição de estruturas, observados em campo, possibilitou a individualização de *fabrics* deformacionais dúcteis. Esse *fabric* deformacional é assumida nesse trabalho como relacionado a uma evolução deformacional progressiva, durante a deformação imposta as rochas da cobertura metassedimentar de idade Paleoproterozóica. Os diferentes eventos de deformação foram individualizados apenas com base no estilo e nas relações de sobreposição de estruturas observadas localmente, as quais foram correlacionados com aqueles regionalmente reconhecidos na folha Santa Cruz (Oliveira e Cunha, 2014). A seguir, serão descritos, em detalhe, as principais características geométricas, bem como as relações de superposição entre os diferentes *fabrics*. A Figura 6 mostra o mapa estrutural da área, bem como os *fabrics* deformacionais reconhecidos.

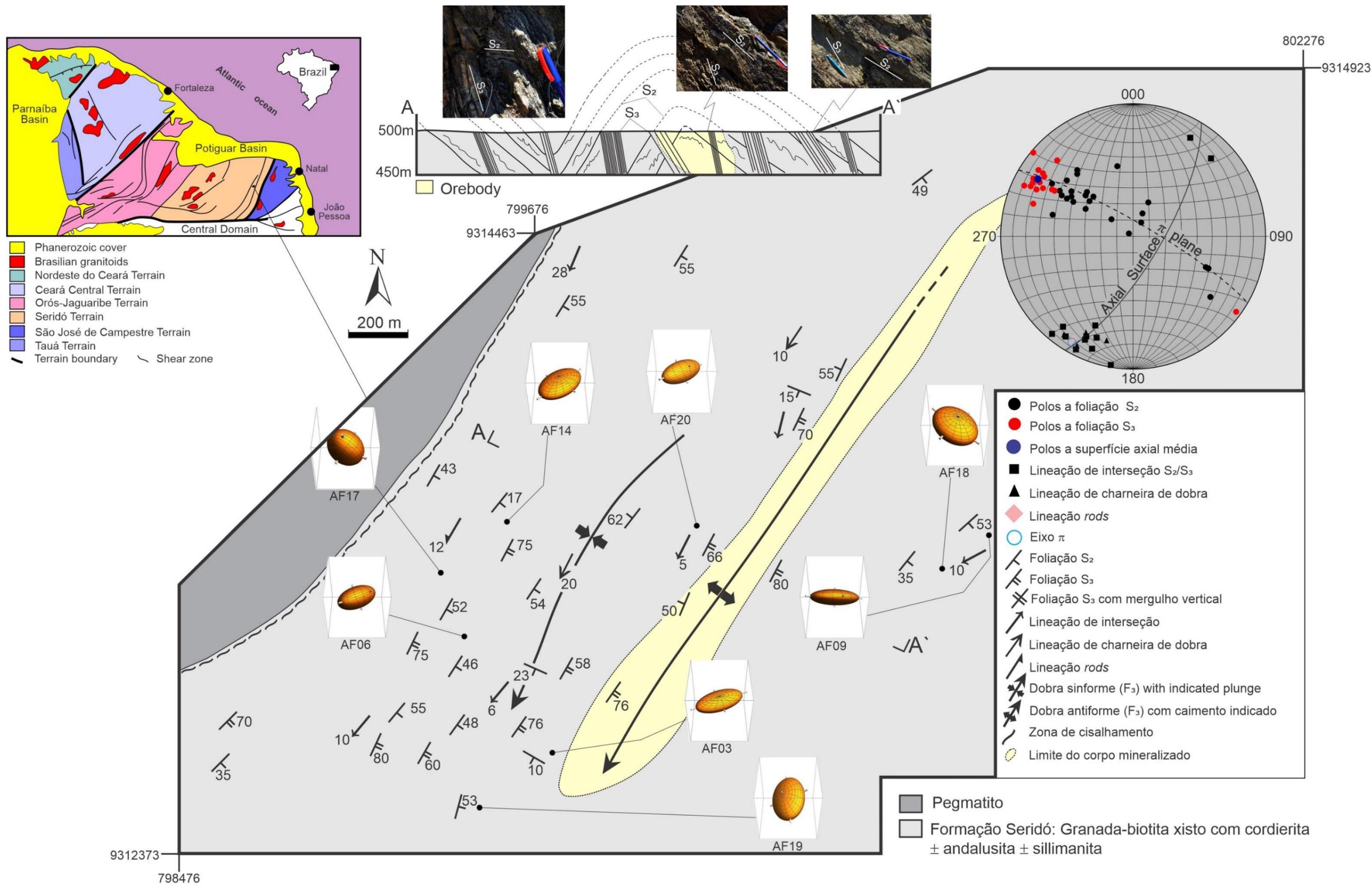


Figura 6 - Mapa estrutural mostrando os principais elementos de fabricas deformacionais da área. Elipsoides de strain obtidos para cada afloramento analisado são mostrados. Ao longo da seção geológica (A-A') relações de campo observada em afloramentos da área, utilizadas para mapear as estruturas maiores da área, são também mostradas.

6.1.1. D₁/S₁

Regionalmente esse evento deformacional é atribuído a uma tectônica eminentemente tangencial, o qual afetou tanto as unidades do embasamento gnáissico Arqueano-Paleoproterozóico, como às rochas da cobertura metassedimentar (notadamente os litotipos do Grupo Seridó) Paleoproterozóicas (Oliveira e Cunha, 2014). Na área, o evento D₁ foi responsável pela formação de uma foliação S₁, variando de uma xistosidade a um bandamento composicional com faixas predominantemente quartzosas e espessuras de vários milímetros a poucos centímetros. Essa foliação foi deformada durante o evento posterior, visto que nos afloramentos onde foi observada ocorre constituindo flancos de dobras recumbentes geralmente fechadas a isoclinais (Figura 7). Durante a atuação desse evento a foliação S₀ foi paralelizado a foliação S₁.

6.1.2. D₂/S₂

Uma foliação S₂, plano axial de dobras F₂, as quais são caracterizadas por amplitudes máximas entre 0,3-2 metros variando de recumbentes e isoclinais a sub-verticais, é relacionada com a atuação do evento D₂, possivelmente resultante da tectônica regional de natureza tangencial. Em escala de afloramento constitui tipicamente uma foliação do tipo xistosidade, às vezes variando para litotipos mais bandados e ricos em veios de quartzo, localmente mostrando uma sutil variação granulométrica e/ou composicional. Essa foliação mostra uma direção (*trend*) nordeste-sudoeste com mergulhos variando de sub-horizontais a 30-60° para os quadrantes noroeste e sudeste (Mapa Estrutural - Figura 6). Normalmente constituem-se em superfícies S crenuladas ou são aproximadamente planares onde mostram registos parcialmente preservados do *fabric* anterior S₁, o qual geralmente ocorre fortemente transposto (Figura 8 e Figura 9). Essa foliação foi posteriormente dobrada durante o evento subsequente (D₃).



Figura 7 - Foliação S_1 observada em afloramento de granada-biotita xisto, preservada em flancos de dobra recumbente.



Figura 8 - Foliação S_2 com feições de xistosidade mostrando crenulação ao longo de suas superfícies S



Figura 9 – Foliação S_2 com mergulho sub-horizontal mostrando restos de dobras cerradas fortemente transpostas. As camadas de quartzo dobradas são o registro de S_1 estando a foliação S_2 plano axial dessas dobras.

6.1.3. D₃/S₃

Nos afloramentos da área foram observados uma foliação que varia de relativamente contínua a disjuntiva com direção nordeste-sudoeste (NE-SW) e mergulho elevado (70-88°) para o quadrante sudeste. Essa foliação S₃, relacionada ao evento deformacional D₃, considerado regionalmente essencialmente transcorrente/transpressivo, é o principal elemento de *fabric* estrutural da área. Ocorre paralela a superfície axial de dobras antiforme e sinforme mapeadas na área, resultando, portanto, em uma foliação de plano axial de dobras F₃ (Mapa Estrutural - Figura 6). Essas dobras F₃ constituem as estruturas maiores da área, cujas amplitude e comprimento de onda são da ordem de dezenas de metros. São dobras fortemente inclinadas com vergência para noroeste (NW) e fraco caimento (10-15°) para o quadrante sudoeste (SW). Em campo, a ocorrência das foliações S₂ e S₃, bem como as suas relações estruturais, observadas em um mesmo afloramento, possibilitou mapear essas dobras principais. Em locais onde ambos os *fabrics* foram observados a aplicação do conceito de vergência de clivagem/foliação pode ser prontamente aplicada para inferir a posição do traço axial de ambas as estruturas em campo (Figura 10). Similarmente, a determinação da direção de vergência de dobras parasíticas, de mesma geração que as dobras F₃, foi utilizado para a mesma finalidade.

Muito embora as dobras F₂ e F₃ mostrem aparentemente diferentes amplitudes e comprimentos de onda a superposição imposta pela implantação de F₃ durante o evento D₃ resultou no redobramento de dobras F₂. Os padrões de interferência observados em alguns afloramentos são próximos ao tipo III, ou laço, cuja superposição ocorreu por redobramento coaxial F₂ + F₃ em diferentes escalas (Figura 11 e Figura 12).



Figura 10 - Relação entre as foliações S₂ e S₃, observada em seção normal a interseção entre ambas as estruturas, em flanco de dobra F₂. Observar que a projeção da normal a S₂ sobre S₃ possibilita indicar o fechamento de um antiforme para a direita da foto (NW).



Figura 11 - Padrão de interferência $F_1 + F_2$. Observar que o traço axial de dobras F_1 (S_2) são dobrados pela superposição de dobras F_2 . Essas últimas mostram traço axial relativamente reto (S_3).



Figura 12 - Padrão de redobramento do tipo laço resultante da superposição de dobras $F_1 + F_2$. F_1 é ressaltada por nível exclusivamente constituído por quartzo. Observe que as linhas de charneira de ambas as dobras são aproximadamente paralelas, o que é característico de redobramento coaxial.

Alguns elementos de *fabric* linear foram individualizados durante os trabalhos de campo. São lineações de interseção, crenulação e *rods*, todos formados durante a atuação do evento D₃, sincrônicas com S₃ e F₃. A lineação de interseção é marcada pela interseção das foliações S₂ e S₃ observadas tanto sobre as superfícies de S₂ como, principalmente, nas de S₃. Normalmente ocorrem como segmentos lineares marcados por uma alternância de faixas quartzo-feldspáticas e biotíticas, observadas sobre ambas as superfícies S (Figura 13). A lineação de crenulação é definida pela linha de charneira de crenulações sobre a foliação S₂ (Figura 14). A lineação de *rods* ocorre de forma mais localizada, normalmente observada em afloramentos submetidos a maiores intensidades de *strain*. É caracterizada por agregados quartzosos prolatos, geralmente remanescentes de zonas de charneiras dobras fortemente transpostas pelo alto *strain*. Quando observados em seções normais a sua elongação máxima mostram formas aproximadamente elipsoidais a semicirculares (Figura 15). Nesses afloramentos uma lineação de estiramento mineral, paralela ao eixo dos *rods*, também foi observada. As lineações mostram fraco caimento (5-15°) para sudoeste (SW) e mostram a mesma orientação geral que as linhas de charneira das dobras sinforme e antiforme F₃ (Mapa Estrutural - Figura 6).



Figura 13 - Lineação de interseção S_2/S_3 observada sobre a foliação S_3 . Observar a variação composicional de S_2 expressa pela alternância de segmentos lineares visto sobre S_3 .



Figura 14 - Lineação de crenulação (L_b) definido pela charneira de pequenos dobramentos (dobras parasíticas) da foliação S_2



Figura 15 - Lineação do tipo *rods* de quartzo. As formas semicirculares dos *rods* (linhas pontilhadas) são observadas em seções normais a lineação. O objeto elíptico no centro da foto é um resto da zona de charneira de dobra parcialmente preservada.

7. Metodologia de análise

A extração de dados foi obtida em amostras orientadas. A orientação das amostras em campo envolveu transferir as medidas da atitude da foliação em cada afloramento para a amostra coletada, seguindo o procedimento padrão adotado em qualquer trabalho de análise estrutural. Foram selecionadas sete amostras para análise. Em cada uma das amostras três cortes não paralelos foram realizados em seções previamente marcadas. Após serradas, cada seção foi cuidadosamente orientada. O procedimento foi realizado por posicionar a amostra em uma caixa de areia e orientar o plano seccionado com uma bússola (Figura 16). Esse procedimento possibilitou obter a atitude real de cada seção.



Figura 16 - Orientação da seção de uma amostra na caixa de areia, para reproduzir a orientação em campo. A foto mostra uma seção onde são medidos o mergulho e o seu sentido com bússola tipo *clar*.

Uma lâmina delgada foi confeccionada em cada seção da amostra. Portanto, três lâminas orientadas para cada amostra foram utilizadas para a extração de dados. O procedimento seguinte envolveu obter imagens sob o microscópio petrográfico das três seções de cada amostra. As imagens obtidas foram salvas no formato jpeg e exportadas para o software *EllipseFit* (Vollmer, 2017). Para a extração dos dados, grãos de quartzo pouco ou não recristalizados, especialmente aqueles envolvidos por biotita, foram utilizados como marcadores de *strain*. Em cada imagem a digitalização dos grãos foi realizada utilizando o comando *image* → *digitize image* → *shape*. Elipses perfeitas com a mesma área que os respectivos grãos foram obtidos. Um banco de

dados com informações sobre o tamanho dos eixos maior e menor para cada grão medido e o ângulo f entre o eixo maior e uma linha de referência foi obtido em cada seção. Os arquivos foram salvos no *Excel* em formato xls.

Um conjunto de programas geológicos escritos para o *software Mathematica* por Mookerjee e Nickleach (2011) possibilitou a realização da análise do *strain* tridimensional. Os elipsoides de *strain* para cada afloramento, bem como a orientação espacial dos seus eixos principais, foram obtidos com o programa *Best Fit Ellipsoid-Absolute-v3_0.nb*. Em cada uma das três seções foram obtidas elipses. O programa calcula o melhor elipsoide a partir das três seções arbitrariamente orientadas (Figura 17).

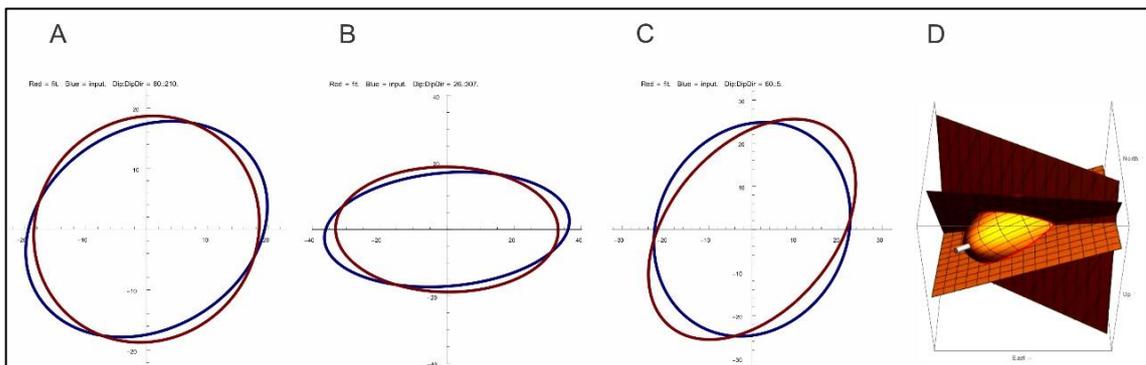


Figura 17 - A-C. Seções do elipsoide para cada uma das três faces de uma amostra analisada. Em azul a elipse obtida a partir dos dados inseridos e em vermelho o melhor ajuste. D. Elipsoide disposto espacialmente e as respectivas seções.

8. Microtectônica

Uma análise do *fabric* em microescala possibilitou avaliar diferentes aspectos da história deformacional dos mica xistos encaixantes da mineralização.

Em microescala o evento D₂ é evidenciado pelo desenvolvimento da foliação S₂ marcada por filmes de biotita em zonas de charneira de dobras F₃ (Figura 18 A). Uma foliação de plano axial é materializada pelo crescimento direcional de diminutas ripas de biotita. Relações de “corte” entre as foliações S₂ e S₃ mostra claramente que a transição entre ambos os *fabrics* ocorreu durante estágios sucessivos de deformação (Figura 18 B). Feições de transposição de S₂ também são observadas em microescala. Quando isso ocorre, filmes de biotita nos flancos de microdobras são paralelos a foliação S₃ (Figura 18 C). Em todas as lâminas observadas S₃ é marcada por filmes de biotita, alinhadas segundo os planos de clivagem, intercaladas por *ribbons* de quartzo e agregados quartzo-feldspáticos (quartzo >> feldspato) (Figura 18 D). Microestruturas do tipo *pinch-and-swell*, marcada por regiões de estrangulamento ao longo dos filmes de biotita, resulta da intensa deformação imposta (Figura 18 E). Nesses domínios grãos de quartzo ocorrem alongados e subparalelos a foliação.

Microestruturas em grãos de quartzo possibilita caracterizar mecanismos de deformação atuantes durante a recristalização dinâmica (Passchier e Trouw, 2005). Determinados mecanismos de deformação são ativos apenas sob uma restrita faixa de temperatura. Baseado na observação de algumas microestruturas em grãos de quartzo, associados a foliação S₃, foi possível inferir o mecanismo de deformação ativo e, por conseguinte, a temperatura de deformação durante o evento D₃. Os grãos de quartzo ocorrem em agregados variando de alongados e paralelos a foliação S₃ a aproximadamente isométricos. As formas mais isométricas foram mais comumente observadas em regiões de charneira de microdobras (Figura 18 A e B). Grãos isométricos em zonas de charneira provavelmente constituem *rods* de quartzo na terceira dimensão, conforme observado em afloramento. Os contatos são extremamente irregulares, geralmente com limites lobulares, indicativo de que migração de limite de grãos foi provavelmente o mecanismo de deformação dominante (Figura 18 C, D e E). Bandas de deformação, extinção ondulante e subgrãos, embora de ocorrência mais localizada, são também observadas. Em domínios ricos em biotita os grãos de quartzo constituem uma matriz de finos grãos (Figura 18 F). A presença de biotita em contato lateral com grãos de quartzo constitui como uma segunda fase que impede a migração do limite de grãos (Jessel, 1987). Microestrutura típica desse mecanismo, onde diminutos grãos de biotita ocorrem inclusos em grãos de quartzo, é mostrada na Figura 18 G. Temperaturas de deformação na ordem de 500-550°C provavelmente foram dominantes durante a atuação do evento D₃. A ocorrência de extinção ondulante e bandas de deformação provavelmente refletem temperaturas de deformação mais baixas durante os estágios finais da deformação dúctil.

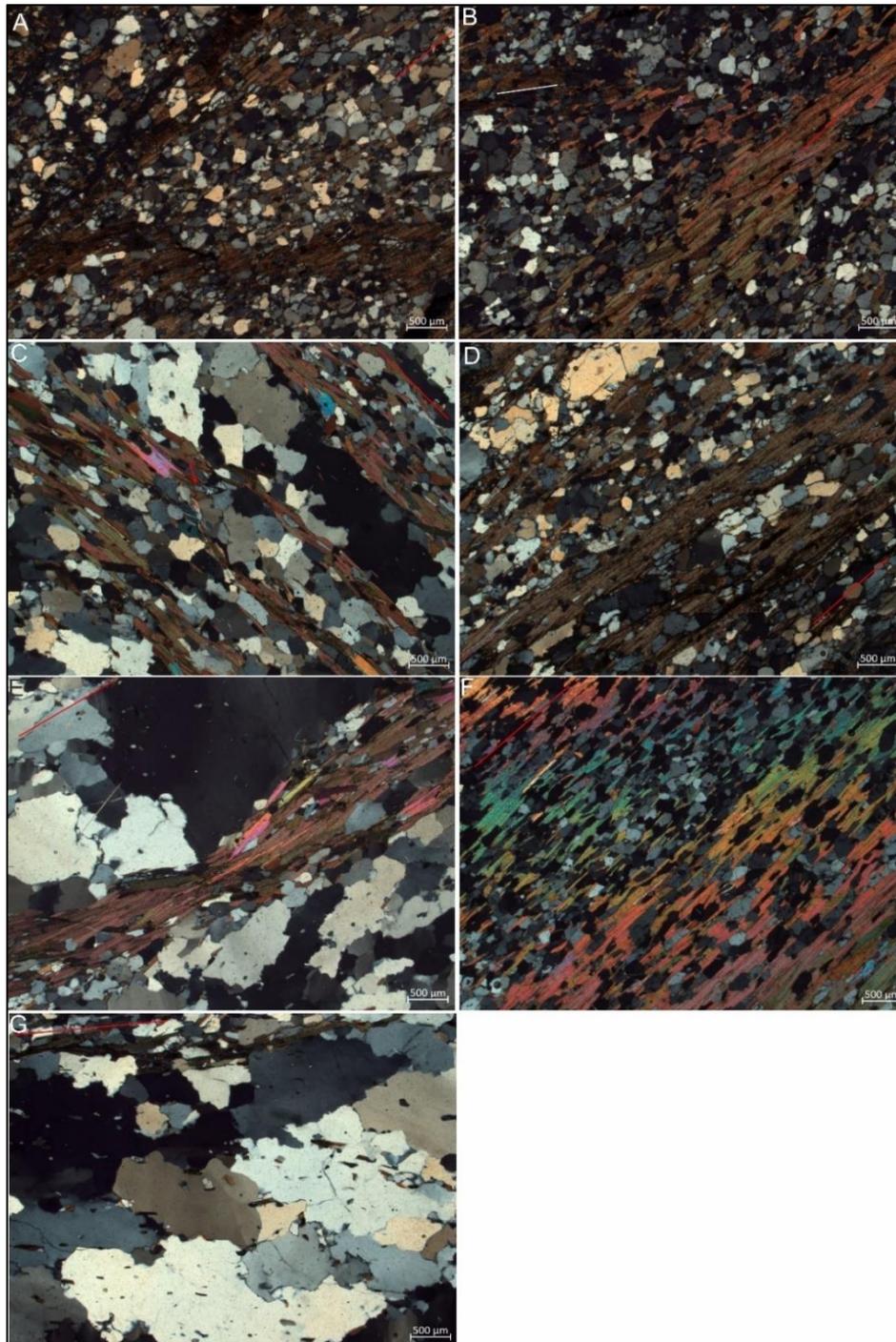


Figura 18 – (A). Dobras F_3 marcada por biotita S_2 . Grãos de quartzo com forma aproximadamente isométrica. Observar a ocorrência de ripas de biotita plano axial a dobra. **(B).** Relação entre os *fabric*s S_2 e S_3 . **(C).** Ripas de biotita em flanco de dobras transposta. Agregados de grãos de quartzo com contatos lobulares constituem em *ribbons* paralelos a foliação. A seta indica a região de fechamento da dobra. **(D).** Foliação S_3 marcada pela intercalação de agregados de quartzo \pm feldspatos e biotita. *Ribbons* de quartzo ocorrem no canto superior esquerdo. **(E).** Microestrutura do tipo *pinch-and-swell* em faixa de biotita. Grãos de quartzo alongados e com contatos lobulares. Observar a ocorrência de subgrãos em grão de quartzo (grão maior na porção centro-superior). **(F).** Pequenos grãos de quartzo envolvidos por biotita. **(G).** Grãos de quartzo alongados e com contatos lobulares, indicando clara migração de limites de grão. Observar a inclusão de ripas de biotita em grãos de quartzo. A inclusão de biotita ocorreu pela mobilidade em limites de grãos de quartzo durante a recristalização dinâmica. Microfotografias obtidas com polarizadores cruzados. As linhas branca e vermelha indicam as direções de S_2 e S_3 , respetivamente.

9. Discussão

Os mica xistos da Formação Seridó, aflorantes na área e que hospedam o corpo mineralizado de São Francisco, guardam o registro de três eventos deformacionais dúcteis relacionados a uma evolução progressiva. O evento mais antigo (D_1) a afetar a unidade metassedimentar tem expressão apenas local e em escala de afloramento. A principal evidência de campo da atuação desse evento decorre da observação de um fino bandamento composicional S_1 que constitui os flancos de dobras recumbentes F_2 . Provavelmente esse evento deformacional tornou paralelas as foliações S_0 e S_1 . O reconhecimento desse evento deformacional nos mica xistos da área sugere que essas litologias provavelmente experimentaram as deformações mais antigas (Paleoproterozóica?), conforme constatado nas rochas da Faixa Seridó aflorantes na folha Santa Cruz (?).

Dobras recumbentes a inclinadas são as estruturas que marcam o evento D_2 . Na área, essas dobras são tipicamente de pequena amplitude e comprimento de onda (da ordem de decímetros e poucos metros). Uma foliação S_3 plano axial de dobras F_3 é a principal estrutura da área. Essa foliação é paralela a subparalela com a foliação milonítica regional. Portanto, aparentemente relacionadas ao mesmo evento deformacional D_3 , responsável pela formação dessas zonas de alto *strain*. Evidências em microescala indicam que temperaturas médias de deformação (equivalente ao metamorfismo de fácies anfíbolito) foram dominantes durante dos eventos D_2 e D_3 . A observação de extinção ondulante e bandas de deformação sugere que condições mais baixas de temperaturas de deformação (fácies xisto verde) pode ter ocorrido durante os estágios finais de deformação dúctil. Possivelmente relacionado com a exumação (soerguimento) da sequência metassedimentar para níveis crustais mais rasos.

A discussão sobre a geometria do *strain* finito é baseada na extração de dados obtidos em alguns afloramentos. Esses afloramentos são mostrados na forma de plotes nos diagramas de Flinn e Hsu (Figura 19). A partir da construção desses diagramas foi possível obter a forma tridimensional do elipsoide de *strain* em cada afloramento, bem como a sua distorção. Métodos mais simplificados possibilitam obter a geometria do elipsoide de *strain* a partir de duas seções normais entre si, paralelas e perpendiculares aos elementos do *fabric* (foliação e lineação) da amostra (ex. Ramsay e Huber, 1987). Entretanto, esses métodos assumem que os elementos do *fabric* mostram uma relação direta com os eixos principais do elipsóide, o que nem sempre ocorre. O método utilizado aqui possibilitou calcular o melhor elipsoide a partir de três seções orientadas geograficamente (*plunge* e sentido). Portanto, permitindo obter uma melhor precisão da geometria do elipsoide de *strain* e a orientação espacial de seus eixos principais. Esse método não preconiza qualquer correlação entre os eixos do elipsóide e os elementos do *fabric*.

As sete amostras analisadas aqui são provenientes de afloramentos marcados pela formação da foliação S_3 . No diagrama de Flinn os campos do achatamento e da

constricção são separados pela linha $K = 1$. O parâmetro K , o qual expressa a forma do elipsoide, é obtido pela equação:

$$K = a - \frac{1}{b} - 1,$$

onde $a = X/Y$ e $b = Y/Z$

Nesse diagrama observa-se que os pontos são distribuídos nos campos do achatamento e da constricção geral (Figura 19 A). Em um *strain* perfeitamente plano (deformação apenas ao longo dos eixos X e Z do elipsoide de *strain*) todos os pontos devem situar sobre a linha $K = 1$. Os afloramentos AF 06 e AF 17 experimentaram um *strain* plano. Os demais foram submetidos a um *strain* por achatamento (AF 14, AF 18 e AF 19) e por constricção (AF 03 e AF 20).

Similar informação é também mostrada no diagrama de Hsu (Figura 19 B). Esse diagrama é baseado sobre dois parâmetros: um é o parâmetro de *Lode* (v) e o outro é o *strain* de cisalhamento octaédrico (e_s). O parâmetro de *Lode* expressa a forma do elipsoide com extremos de -1 a 1, respectivamente constricção e achatamento. Esse parâmetro é definido pela equação:

$$v = 2e_2 - e_1 - e_3 / e_1 - e_3$$

O parâmetro de *Lode* (v) é plotado ao longo do setor de um círculo com 60° de abertura. O *strain* de cisalhamento octaédrico (e_s), o qual expressa o grau ou quantidade de distorção do elipsoide, é dado pela equação:

$$e_s = 1/\sqrt{3}[(e_1 - e_2)^2 + (e_2 - e_3)^2 + (e_3 - e_1)^2]^{1/2}$$

onde e_1 , e_2 e e_3 são os valores do *strain* principal logarítmico ($e_{123} = \log(1 + e_{123})$).

Esse parâmetro é plotado radialmente no diagrama. O parâmetro e_s também foi incorporado ao diagrama de Flinn (Figura 19 A). No diagrama de Hsu é confirmado que os afloramentos AF 06 e AF 17 são próximos a um *strain* perfeitamente plano. Segundo Mookerjee & Peek (2014), v é um parâmetro mais eficaz para avaliar a forma do elipsoide de *strain*. Além do que o diagrama de Hsu representa de maneira mais consistente a geometria de *strain* para todos os regimes deformacionais. Nesse diagrama os afloramentos AF 20 e AF 03 experimentaram *strain* constriccional, enquanto nos afloramentos AF 14, AF 18 e AF 19 o *strain* ocorreu por achatamento.

A geometria tridimensional do elipsoide de *strain* é bastante variada entre os afloramentos analisados. Em parte, isso parece refletir uma história deformacional onde diferentes geometrias de *strain* foram impostas durante a deformação D_3 . No *strain* plano o eixo de máximo estiramento varia de caimento forte para norte a moderado para nordeste (Figura 20). Nesses afloramentos, o eixo intermediário (onde não ocorreu deformação) é orientado em alto ângulo com a linha de charneira de dobras F_2 .

Nos mica xistos encaixantes da mineralização a deformação associação com a implantação da foliação S_3 , ou seja, D_3 está associada com a formação de dobras F_3 . Se for assumido que o evento D_3 está associada a uma tectônica essencialmente transpressiva, na área esse evento ocorreu sob uma variada geometria de *strain*. Portanto, uma história deformacional sob uma geometria de *strain* algo mais complexa marca a deformação D_3 na área. Isso parece ser diferente em outras regiões da

Província Borborema, na qual zonas de cisalhamento relacionadas ao evento D_3 , evoluíram predominantemente sob condições de *strain* por achatamento (Almeida *et al.*, 2024). Uma foliação S_3 plano axial de dobras F_3 , cujas amplitudes atingem dezenas de metros, é a principal estrutura da área estabelecida durante esse regime de *strain*. A orientação dos eixos principais do elipsoide de *strain* mostram consideráveis variações em cada afloramento. No *strain* plano o caimento do eixo de máximo estiramento do elipsoide de *strain* (AF 06 e AF 17) varia de moderado para nordeste a elevado para norte (Figura 20). No *strain* por achatamento (AF 14, AF 18 e AF 19) o eixo de estiramento máximo varia de um caimento baixo a sub-horizontal para nordeste e sul, a moderado para sudeste (Figura 20). Sob *strain* constriccional (AF 03 e AF 20) o eixo de estiramento máximo mostra caimento fraco a moderado para sudoeste e nordeste, respectivamente (Figura 20). Em geral, ao menos um dos eixos principais do elipsoide de *strain* ocorre sobre, ou próximo, ao plano de foliação S_3 . Isto sugere haver alguma correlação entre os eixos principais do elipsoide de *strain* e os elementos de *fabric* planar. Isso é reforçado pela observação de um aparente sub-paralelismo entre a orientação geral do eixo X do elipsoide de *strain* e o conjunto de lineações medidas na área (Figura 20). Essa similaridade de orientações sugere haver uma correlação entre os elementos do *fabric* linear (lineação e charneira de dobras F_3) e o eixo de estiramento máximo do elipsoide de *strain*.

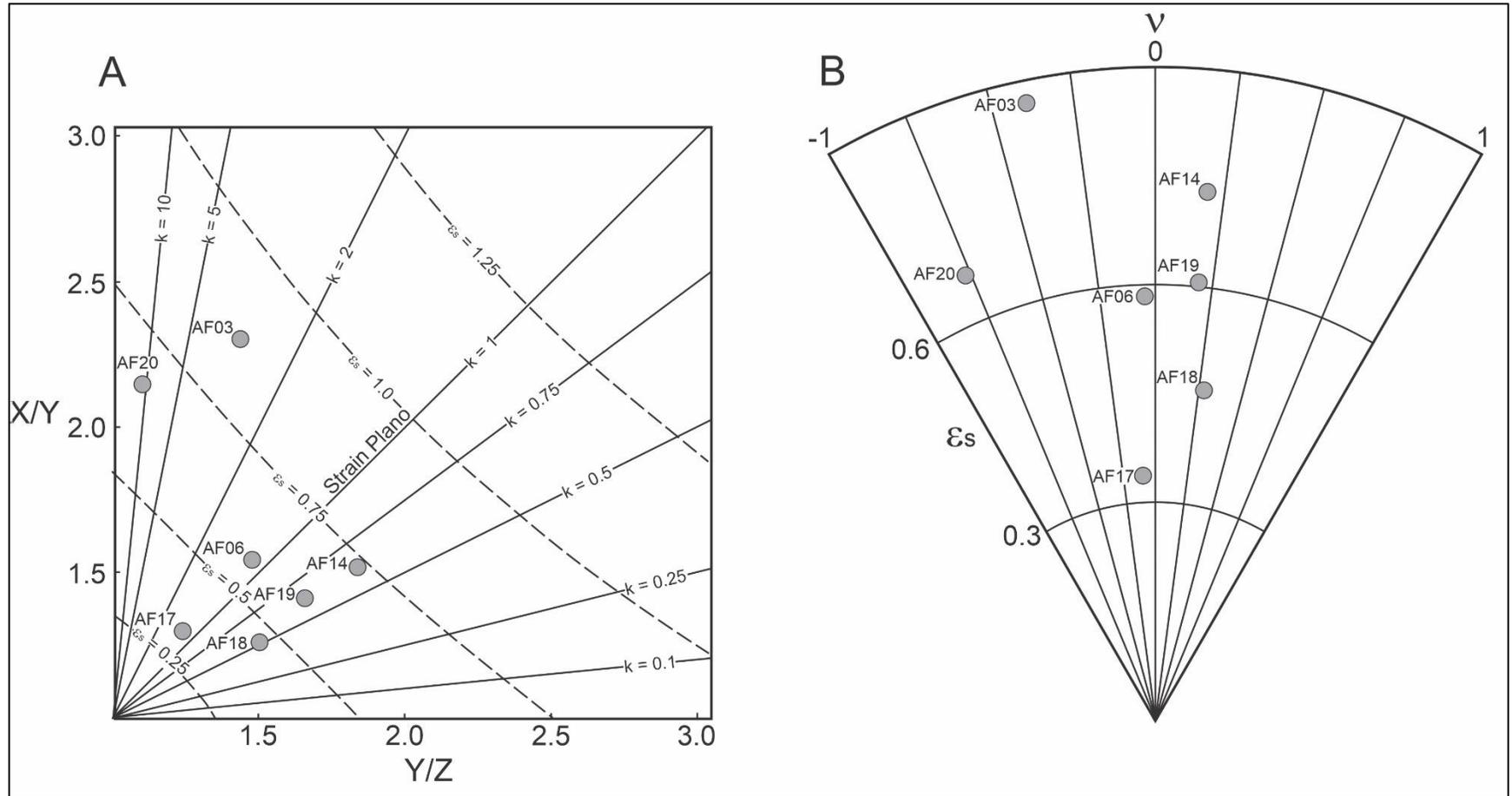


Figura 19 - Representação da geometria do strain e a quantidade de distorção nos diagramas de Flinn (A) e de Hsu (B).

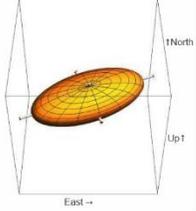
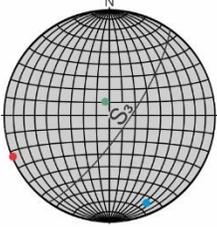
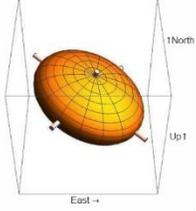
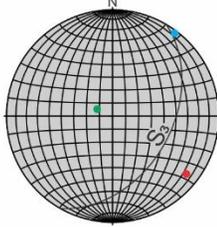
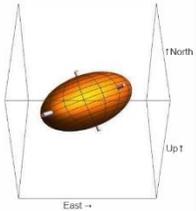
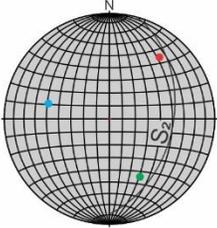
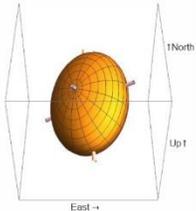
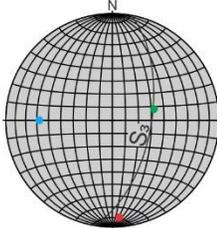
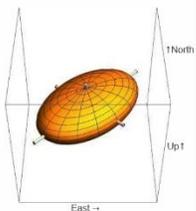
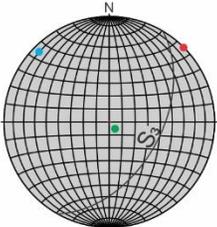
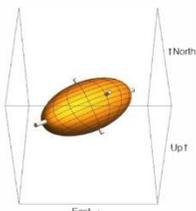
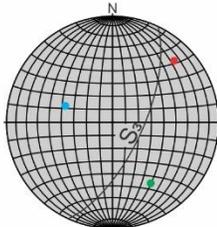
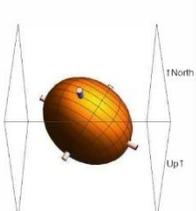
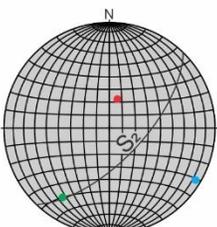
Amostra			K V ϵ_s	Amostra			K V ϵ_s
AF03			2,4 -0,3 0,9	AF18			0,5 0,3 0,5
AF06			1,1 -0,1 0,6	AF19			0,6 0,2 0,6
AF14			0,6 0,2 0,7	AF20			11,5 -0,8 0,7
AF17			1,2 -0,1 0,3	<ul style="list-style-type: none"> ● Eixo maior ● Eixo intermediário ● Eixo menor Plano de foliação S_2 ou S_3 			

Figura 20 - Figura onde são mostrados os parâmetros do *strain* tridimensional (K, ν , e ϵ) e a sua forma geométrica (coluna central). A orientação dos eixos principais de cada elipsoide é mostrada em estereograma de igual-área.

O depósito aurífero de São Francisco tem sido considerado como formado durante o pico metamórfico de fácies anfibolito. Segundo Luiz Silva *et al.* (2000), dois eventos mineralizantes foram observados: uma mineralização primária, a qual ocorre em uma faixa de silimanita-muscovita xisto, confinada a uma zona de cisalhamento, e uma outra secundária. Essa última presente em microfraturas milimétricas a centimétricas. Ainda, segundo os autores, fluidos aquo-carbônicos e aquosos com baixa salinidade foram responsáveis pelo transporte do ouro na forma de complexos clorados. A partir da análise de testemunhos de sondagem, em um segmento mineralizado, Cunha (2023) propôs um estágio de mineralização e outro de remobilização. O estágio de mineralização primária, segundo o autor, ocorreu entre 516-500 Ma e o de remobilização entre 499-484 Ma. Em ambos os estágios uma associação com sulfetos é proposta.

Mais recentemente o acesso a informações, especialmente desencadeadas pela intensificação dos programas de sondagem, modelamentos geoquímicos (Tomaselli *et al.*, 2023), e o mapeamento estrutural desenvolvido nesse trabalho, possibilitou um melhor entendimento sobre a geometria do corpo mineralizado. O principal corpo mineralizado de São Francisco pode ser considerado como apresentando uma forma aproximadamente alongada na direção nordeste-sudoeste, com espessura estimada em torno de 80 a 100 metros, e caimento para sudeste (Figura 21). Na área, esse *oreshoot* ocorre associado a dobra antiformal F₃, cuja superfície axial mergulha em alto ângulo (70-80°) para sudeste, com fraco caimento (10-15°) para sudeste. O corpo mineralizado ocorre alojado na porção mais central da estrutura na região da zona de charneira dessa dobra (Mapa Estrutural - Figura 6). Portanto, trata-se de um corpo mineralizado estruturalmente controlado equivalente ao tipo *saddle reef* (Figura 22).



Figura 21 – Geometria do *oreshoot* em uma seção com visada para oeste. Baseado no *mineral resource model* para o corpo mineralizado, o qual considera um teor mínimo de 0,2 gt.. Foi adotado um caimento de $\pm 10^\circ$ para sul, conforme dados de campo. Modificado de Tomaselli *et al.* (2023).

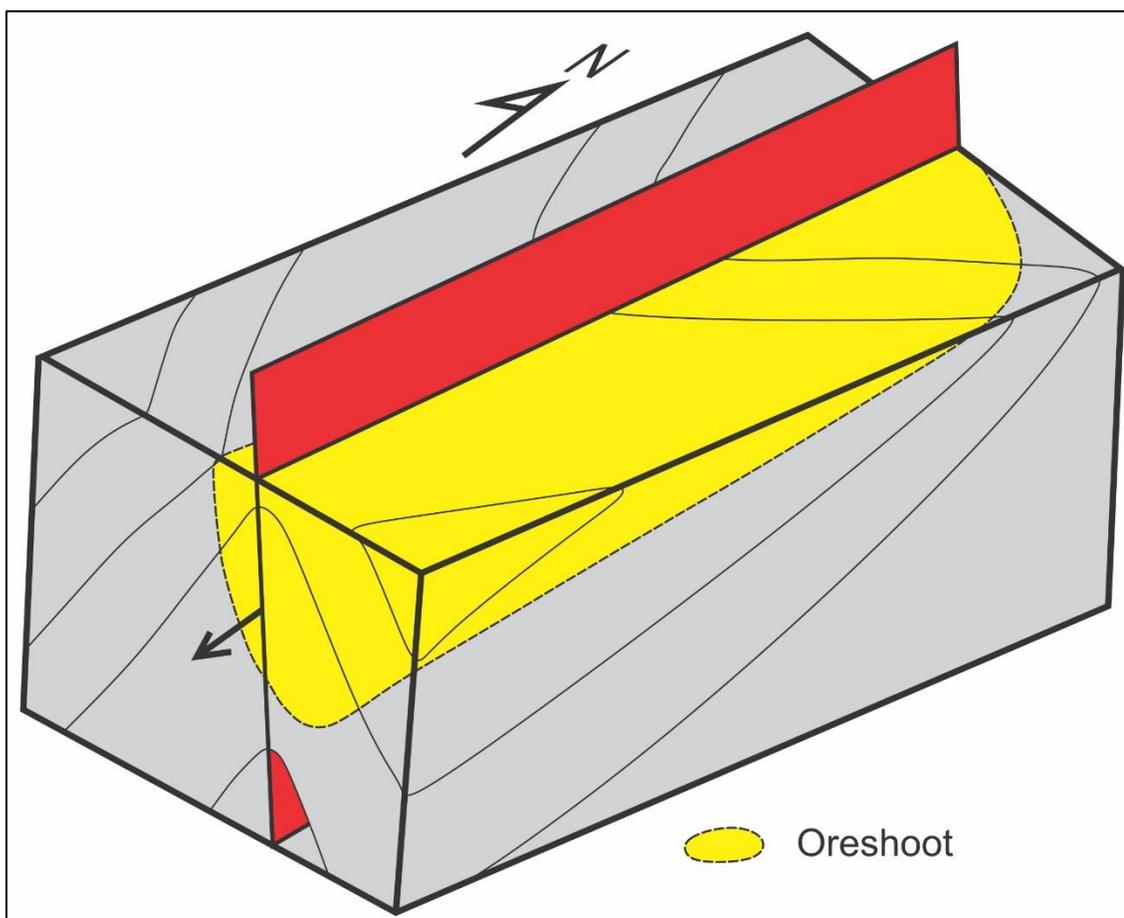


Figura 22 - Modelo estrutural proposto para o principal corpo mineralizado de São Francisco. Desenho esquemático sem escala.

Baseado nos dados de campo, especialmente da disposição espacial e orientação dos elementos de *fabric* deformacional, uma geometria aproximadamente prolata é provavelmente esperada para o corpo. Esse formato tridimensional do corpo é, pelo menos em parte, controlado pela geometria do elipsoide de *strain* durante o evento deformacional D_3 , relacionados com a formação das estruturas S_3/F_3 . Embora variável em diferentes afloramentos, uma geometria de *strain* mais constriccional pode ter contribuído para impor um formato mais prolato ao corpo durante a deformação e concomitante mineralização. Mesmo em afloramentos onde a deformação ocorreu sob geometrias de *strain* mais oblatas ou planas um sensível alongamento na direção X do elipsoide de *strain* é evidente. Isso sugere que mesmo em condições em que o *strain* foi mais oblato (achatamento dominando a deformação) a orientação de máximo alongamento do *oreshoot* parece ter sido controlada pela direção do eixo de estiramento máximo do elipsoide de *strain*. Dados obtidos que corroboram com essa hipótese refere-se uma correlação próxima entre a orientação do eixo X do elipsoide de *strain* e o conjunto de lineações medidas no campo (Figura 23). Isso sugere que durante a

implantação do depósito aurífero de São Francisco, o que certamente ocorreu durante o período de atuação do D_3 , principalmente, a geometria e orientação do corpo mineralizado foi, em parte, imposta pela geometria e orientação do elipsóide de *strain*. Corpos com uma geometria mais prolata, como é o caso proposto para o *oreshoot* de São Francisco, se constitui como a melhor configuração esperada para que ocorra uma eficiente canalização do fluxo de fluidos, com uma consequente elevada razão fluido/rocha, e a formação de *oreshoots* (Blenkinsop, 2014).

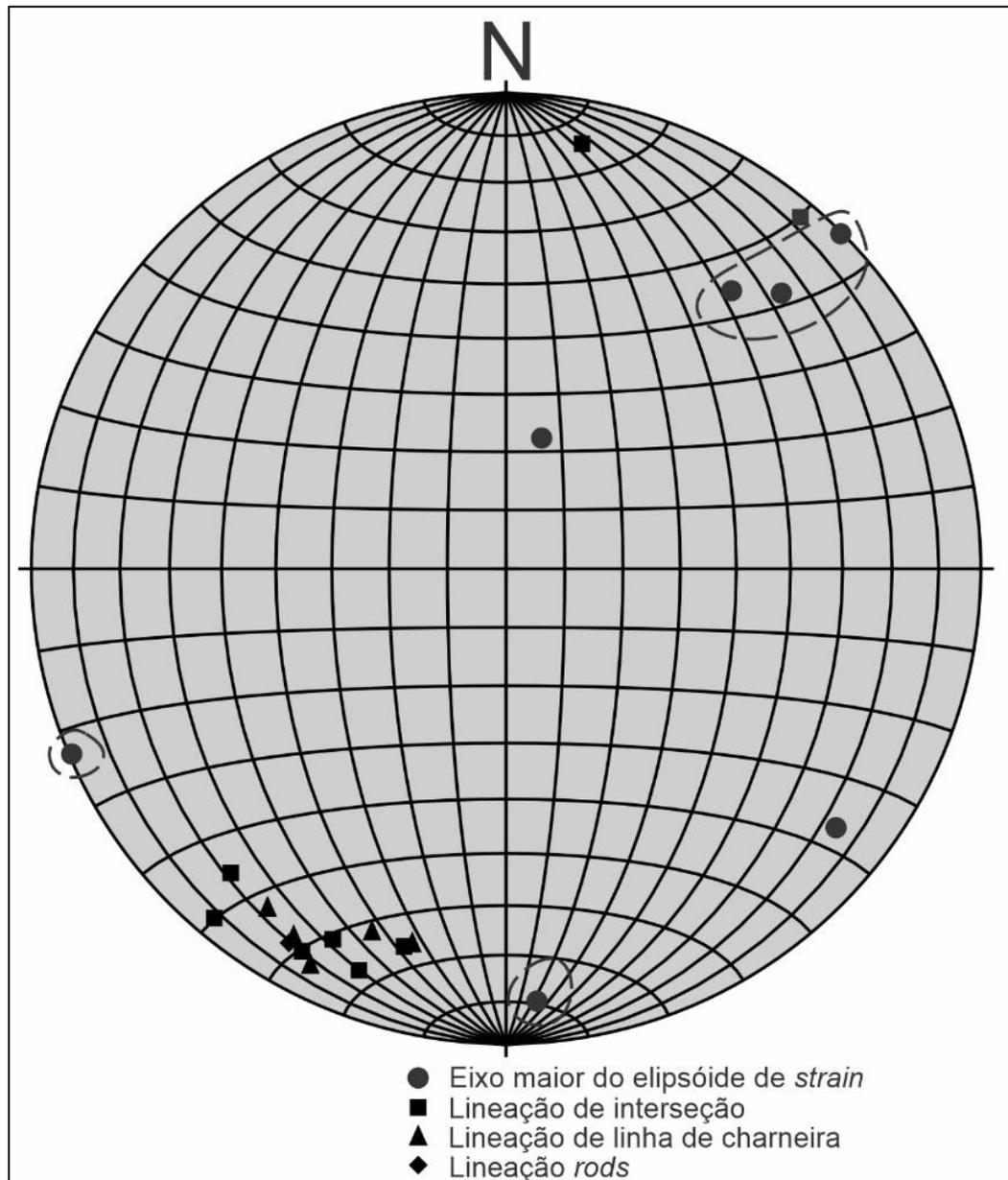


Figura 23 - Estereograma de igual-área mostrando a distribuição da lineação e do eixo X do elipsóide de strain.

10. Conclusões

Três eventos de deformação dúcteis observados nos mica xistos encaixantes da mineralização aurífera de São Francisco, foram reconhecidos na área. O evento de deformação D_1 foi responsável pela formação de uma foliação $S_0//S_1$, de ocorrência localizada, constituindo flancos de dobras recumbentes F_2 . O evento D_2 foi responsável pela formação de uma foliação plano axial de dobras F_2 , a qual foi dobrada durante o evento subsequente. O evento D_3 foi responsável pela formação de uma foliação plano axial de dobras F_3 antiformes e sinformes, cujas dimensões são da ordem de dezenas de metros (amplitude e comprimento de onda). São dobras fracamente inclinadas com direção NE-SW e caimento franco para SW. Variadas lineações são contemporâneas com a atuação desse evento e mostram o mesmo caimento geral que os eixos das dobras F_3 maiores.

A análise do *strain* tridimensional possibilitou determinar a geometria de *strain* dominante durante o último evento deformacional reconhecido na área. *Strain* plano, constricção e achatamento parece terem sido a geometria de *strain* dominante durante o D_3 , possivelmente também no final de D_2 .

O depósito aurífero de São Francisco é representado por um *oreshoot* com caimento para SW, alojado ao longo da zona de charneira da dobra antiformal F_3 . Portanto, constitui um tipo clássico de depósito de ouro do tipo *saddle reef*. Esse corpo, de geometria prolata, mostra orientação de máximo alongamento próximo a orientação do eixo X do elipsóide de *strain*. Tal relação sugere ter havido um forte controle da geometria de *strain* sobre a geometria e orientação do *oreshoot* durante a deformação, principalmente D_3 . Corpos com uma geometria mais prolata são considerados ideais para promover a eficiente canalização do fluxo de fluidos e a formação de *oreshoots*.

A caracterização geométrica do corpo mineralizado de São Francisco, bem como a sua ocorrência na zona de charneira e orientação, trará fortes implicações sobre a sua continuidade, norteados futuros trabalhos de prospecção na área.

É recomendado uma nova campanha de furos de sonda ao longo do limite NE do corpo. Isso poderá constituir em uma estratégia eficaz para definir a continuidade do corpo para sul da área, o que é esperado ocorrer em maior profundidade.

É fortemente recomendado um mapeamento geológico e estrutural em detalhe à medida que novas frentes de pesquisa sejam desenvolvidas. Isso contribuirá para melhorar a compreensão da geometria e distribuição do teor de Au no corpo.

11. Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. de *et al.* **Províncias estruturais brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, 1977, Campina Grande. Atas do. Campina Grande: SBG. Núcleo Nordeste, 1977. 499p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 6) p.363-391.
- ALMEIDA, H. L., MISSAS, C. M. E., TELES, G. S. **Microfabric, 3D-strain geometry and kinematic vorticity analysis of Au-bearing shear zone, Central Domain of the Borborema Province, NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences 133 (2024) 104720. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104720>
- ANGELIM, L. A. A., NESI, J. R., TORRES, H. H. F., MEDEIROS, V. C., SANTOS, C. A., VEIGA JUNIOR, J. P., MENDES, V. A. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte, Escala 1:500.000 (SIG)**. Recife: CPRM/FAPERN/SEDEC, 2006. 160p.
- BAARS, F J. 2012. **Petrography of The Borborema Au Deposit, Currais Novos, Brazil**. Relatório Interno – Crusader do Brasil Mineração.
- BLINKINSOP, T.G., 2004. **Orebody geometry in orogenic deposits from Zimbabwe: implications for fluid flow, deformation and mineralization**. J. Struc. Geol., 26, 1293-1301.
- BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W. R. **The tectonic history of the Borborema Province**. In: CORDANI, U. G. (Ed.) *et al.* Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: 31 *International Geological Congress*, 2000. 856p. il. p.151-182.
- CAMPELO, R. C. **Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados geológicos e gravimétricos**. Natal, 1999. 130p. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós- Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- COUTINHO, M. G. N. **The Geology of Shear-Zone Hosted Gold Deposits in Northeast Brazil**. 1994. Tese (ph.D.) - Royal Holloway and Bedford New College, Department of Geology, University of London, Londres, 1994.
- COX, S.F. 2005. **Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust**. Econ. Geol. 100, 39–75.
- COX, S.F., WALL, V.J., ETHERIDGE, M.A., POTTER, T.F. **Deformational and metamorphic process in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits: examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia**. 1991. Ore Geology Reviews, 6, 391-423.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil - **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Currais Novos, estado do Rio Grande do Norte** / Organizado [por] João de Castro Mascarenhas, Breno Augusto Beltrão, Luiz Carlos de Souza Junior, Saulo

- de Tarso Monteiro Pires, Dunaldson Eliezer Guedes Alcoforado da Rocha, Valdecílio Galvão Duarte de Carvalho. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005.
- CUNHA DE SOUZA L., LUIZ-SILVA W., LEGRAND J.M. 1991. **Zoneamento metamórfico provocado pelo Maciço Granítico de Acari (RN): dados preliminares**. In: SBG/ Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, Atas, 232-235.
- CUNHA DE SOUZA, L., 1996. **Tese de Doutorado**, Laboratório de Geologia e Mineralogia, Universidade Católica de Louvain-la-Neuve, Bélgica, 345p.
- CUNHA, M.M.B., 2023. **Composição química dos minerais-minério e geocronologia Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS da mineralização aurífera do depósito São Francisco, Faixa Seridó, Currais Novos (RN)**. Dissertação de Mestrado, UFPE.
- DANTAS, E. L. **Evolução tectonomagmática do maciço polidiapírico São Vicente/Florânia-RN**. Rio Claro, 1992. 272p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Estadual de São Paulo, Campus de Rio Claro.
- FORDE, A., BELL, T. H., 1994. **Late structural control of mesothermal vein-hosted gold deposits in Central Victoria, Australia: Mineralization mechanisms and exploration potential**. Ore Geology Reviews 9, 33-59.
- FRANÇA V.M.Q. & LEGRAND J.M. 1989. **Transferência térmica por convecção na crosta e suas implicações sobre a geometria das isógradas metamórficas: caso dos gnaisses e micaxistos da região do Seridó (RN)**. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, Atas, 251-254.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I., 2015. **Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time**. Lithos 232, 2–26.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I., and GARDOLL, S., 2001a, **Orogenic gold and geologic time: A global synthesis**: Ore Geology Reviews, v. 18, p. 1–75.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I., and GARDOLL, S., 2001b, **Rotund versus skinny orogens: Well-nourished or malnourished gold?** Geology, v. 29, p. 539–542.
- GROVES D.I., CONDIE K.C., GOLDFARB R.J., HRONSKY J.M.A., VIELREICHER R.M. 2005. **100th Anniversary Special Paper: Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits**. *Economic Geology*, 100(2):203–224. doi: 10.2113/gsecongeo.100.2.203
- GROVES, D. I., SANTOS, 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., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G., and Robert, F., 1998, **Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types**: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 7–27.

- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., ROBERT, F., and HART, C.J.R., 2003, **Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance**: ECONOMIC GEOLOGY, v. 98, p. 1–29.
- HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. **Um embasamento transamazônico na Província Borborema**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais**. Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. 6v. il. v.6 p.2683-2696.
- HOLLANDA, M. H. B. M., ARCHAJO, C. J., BAUTISTA, J. R., CUNHA DE SOUZA, L. **Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance**. Precambrian Research, v. 258, p. 186-207, 2015
Tradução. Disponível em:
<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>. Acesso em: 13 ago. 2023.
- <http://pt.wikipedia.org/wiki/Ouro>
<http://www.brasilecola.com/quimica/ouro.htm>
<https://www.segufmg.com/post/depósitos-de-ouro-orogênicos>
- JARDIM DE SÁ, E. F. **Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**, 1994. 804p. Tese Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F.; FUCK, R. A. **Terrenos Proterozóicos na Província Borborema, e a margem norte do cráton do São Francisco**. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.22, n.4, p.472-480, dez. 1992.
- LEGRAND, J. M.; MAGINI, C. **Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita-quartzito numa zona de cisalhamento**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos**. São Paulo:SBG, 1992. 2v. il. v.1 p.433-435.
- LEGRAND, J.M., ALMEIDA, H.L., CUNHA DE SOUZA, L. 1992. **Metamorfismo aloquímico: caso dos canais térmicos dos micaxistos Seridó/RN**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Resumos Expandidos, 1:429-430.
- LEGRAND, J.M., LUIZ-SILVA, W., CUNHA DE SOUZA, L. 1995. **Os micaxistos da Formação Seridó: Um único evento metamórfico progressivo do Ciclo Brasileiro**. In: SBG/ Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Atas, 361-365.
- LOBATO, L. M., COSTA, M. A. 2018. **Ouro. Recursos Minerais de Minas Gerais On Line: síntese do conhecimento sobre as riquezas minerais, história geológica, e meio ambiente e mineração de Minas Gerais**. CODEMGE. V. I.

- LUIZ-SILVA, L & LEGRAND, JM 1996. ***Termobarmetria no depósito aurífero São Francisco (RN): Evolução metamórfica e caracterização P-T da mineralização.*** In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, 3:346-349.
- LUIZ-SILVA, W. ***Estudos da interação fluido-rocha na área do depósito aurífero São Francisco, Currais Novos (RN): aspectos estruturais e metamórficos.*** 1995. 183f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 1995.
- LUIZ-SILVA, W. ***Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fácies anfibolito em faixa móvel proterozóica.*** 2000. 2v. Tese (Doutorado – Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 2000.
- LUIZ-SILVA, W., LEGRAND, J.M., CUNHA DE SOUZA, L. 1993. ***Evidências microtexturais da influência hidrotermal na cristalização de tipomórficos nos Micaxistos Seridó (RN).*** In: SBG/ Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, Atas, 120- 123.
- LUIZ-SILVA, W., LEGRAND, J.M., CUNHA DE SOUZA, L. 1994. ***O metamorfismo hidrotermal Brasileiro na Formação Seridó e sua relação com a estruturação regional.*** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Boletim cie Resumos Expandidos, 3: 84-85.
- LUIZ-SILVA, W., LEGRAND, J.M., XAVIER, R.P., 2000. ***Composição e evolução dos fluidos no depósito aurífero São Francisco, Faixa Seridó, Província Borborema, nordeste do Brasil.*** Ver. Bras. Geoc., 30, 579-588.
- MOOKERJEE, M., NICKLEACH, S., 2011. ***Three-dimensional strain analysis using Mathematica.*** J. Struc. Geol., 33, 1467-1476.
- OLIVEIRA, S.F. & CUNHA, A.L.C., 2014. ***Programa Geologia do Brasil-PGB. Santa Cruz. Folha SB.24-Z-B-III. Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Carta Geológica.*** Recife: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, 90,86 x 68,48 cm. Escala 1:100.000.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I., 1987. ***The techniques of modern structural geology: strain analysis.*** Academic Press.
- STEWART, J. R. ***Borborema Province structural framework and alteration/target generation within the Serido Schist from geophysical interpretation, NE Brazil.*** Report for Crusader Resources, 09 February 2013, PGN Report 04/2014.
- TOMASELLI, B. Y., GHAZANFARI, F., DELBONI JR, H., RONALD, E. C. ***Feasibility Study Technical Report (NI 43-101) for the Borborema Gold Project, Currais Novos Municipality, Rio Grande do Norte, Brazil.*** Report Date: October 05, 2023. Effective Date: July 12, 2023
- VAN SCHMUS, W. R. DANTAS, E. FETTER, A. BRITO NEVES, B. B. HACKSPACHER, P. C., BABINSK, M. ***Neoproterozoic age for Serido Group, Borborema Province, NE Brazil.*** In: CONGRESSO BRASILEIRO

- DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG, 1996. 7v. il. v.6 p.152-155.
- VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B., HACSPACHER, P. C., BABINSKY, M., FETTER, A., DANTAS, E. L. **Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema province, NE Brazil**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Recife, 1995, **Atas do**. Recife: SBG, Núcleo Nordeste, 1995a, p.391-392. (Boletim, 2).
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B. B., HACKSPACHER, P. C., BABINSK, M. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: inicial conclusions**. Journ of South Am. Earth Sci., v.8, p.267-288, 1995b.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B. B., WILLIAMS, I. S., DANTAS, E. FETTER, A. HACKSPACHER, P. C., BABINSK, M. **The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages**. Precambrian Research, v. 127, n.4, p.287 - 327, 2003.
- VOLLMER, F.W., 2017. **EllipsFite: strain and fabric analysis software**. Version 3.4.0. <http://frederickvollmer.com/ellipsefit>.

B277c

Barros, Jucieny Sousa de Moura.

Controle estrutural do depósito aurífero de São Francisco, município de Currais Novos (RN) / Jucieny Sousa de Moura Barros. – Campina Grande, 2024.

54 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2024.

"Orientação: Prof. Dr. Harrizon Lima de Almeida".

Referências.

1. Geologia Estrutural. 2. Análise Estrutural – Mina Aura Borborema. I. Almeida, Harrizon Lima de. II. Título.

CDU 551.243(043)