

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO CURITIBA (ZCC), PORÇÃO MERIDIONAL DO CINTURÃO RIBEIRA

FERNANDA MICHELI GONÇALVES¹, EDUARDO SALAMUNI², MICHELANGELO TISSI BALDIN³, DINA CABRITA⁴1 Geóloga Consultora - fernanda.goncalves.geo@hotmail.com;2 Universidade Federal do Paraná - UFPR, Instituto de Ciências da Terra, Departamento de Geologia. Av. Cel. Francisco H. dos Santos, s/n - Jardim das Américas, Curitiba - PR, 81270-460. E-mail: salamuni@ufpr.br3 Universidade de São Paulo - USP, Instituto de Geociências, Pós-Doutorando em Geologia. R. do Lago, 562 - Butantã, São Paulo - SP, 05508-080. E-mail: miche_georock@yahoo.com.br4 Geóloga Pesquisadora - dina_cabrita@yahoo.com

1

Resumo - Este trabalho objetiva a caracterização tectono-estrutural da Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC), uma das estruturas regionais inseridas no sistema de cisalhamento transcorrente de direção ENE que corta rochas pré-cambrianas no sudeste e sul do Brasil. Localizada entre o Planalto de Curitiba e a divisa com o Estado de São Paulo, corresponde a uma expressão regional de 100 km de extensão, com direção geral N40-60E e traçado sinuoso. A noroeste, a estrutura demarca o Grupo Capiru de baixo grau metamórfico e, a sudeste, as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Atuba. O levantamento de dados multiescala, como descrições de campo, descrições petrográficas, análise da deformação dos tectonitos, contribuíram para a discussão sobre a evolução do processo e regime tectônico que colocou em contato domínios estruturais e metamórficos distintos. Em campo a ZCC é discreta e sua zona de influência é representada por uma faixa de deformação heterogênea, de largura irregular, da ordem de centenas de metros, e profundidade indeterminada. O espaço compreendido fora da área de influência da ZCC mostra que os gnaisses e migmatitos paleoproterozoicos do Complexo Atuba estão associados e que o Grupo Capiru é composto por litotipos ligados aos cavalgamentos de médio a baixo ângulo de mergulho (Sistema de Cavalgamento Açungui) e a grandes dobramentos tardios vinculados ao Sistema de Dobramento Apiaí, ocorridos no Ciclo Brasileiro II (670-530Ma). Durante o Ciclo Brasileiro II e III (580-490 Ma) a deformação anterior foi superimposta por provável tectônica transcorrente-transpressiva cronocorrelata ao intervalo de tempo de maior atividade do Sistema Transcorrente Lancinha (STL). O regime direcional aproveitou bandamentos e foliações cujos mergulhos foram empinados devido aos dobramentos. A deformação final em profundidade é de natureza dúctil, com geração de protomilonitos e milonitos, e em superfície é de caráter rúptil, com formação de falhas métricas a decamétricas, brechas de falhas preenchidas por veios de quartzo, gouges, protocataclastos e cataclastos e, localmente, feições de fluxo cataclástico. Como marcadores cinemáticos e da superposição dos eventos tectônicos encontram-se, em sua fase dúctil, sigmoides, estruturas S-C, clivagem oblíqua e sombras de pressão com movimentação sinistral; bem como estrias de falha subhorizontais com cinemática dextral, no pulso de natureza rúptil.

Palavras-Chave: Grupo Capiru; Complexo Atuba; Zona de cisalhamento; Sistema Transcorrente Lancinha (STL).

Abstract - This work aims at the tectono-structural characterization of the Curitiba Shear Zone (CSZ), one of the regional structures inserted in the ENE strike-slip shear system that cuts Precambrian rocks in southeastern and southern Brazil. Located between the Plateau of Curitiba and the border with the State of São Paulo, it corresponds to a regional expression of 100 km in length, with general direction N40-60E and sinuous route. To the northwest, the structure demarcates the low metamorphic grade Capiru Group, and to the southeast, the gneiss-migmatite rocks of the Atuba

Complex. The collection of multiscale data, such as field descriptions, petrographic descriptions, analysis of tectonite deformation, contributed to the discussion about the evolution of the process and tectonic regime that brought different structural and metamorphic domains into contact. In the field, the CSZ is discrete and its zone of influence is represented by a heterogeneous deformation band, irregular in width, in the order of hundreds of meters, and indeterminate thickness. The space outside the area of influence of the CSZ shows that the Paleoproterozoic gneisses and migmatites of the Atuba Complex are associated and that the Capiiru Group comprises lithotypes linked to thrusts of medium to low diving angles (Açungui Thrust System) and to large late folds linked to the Apiaí Folding System, occurring in the Brasiliano Cycle II (670-530Ma). During Brasiliano Cycle II and III (580-490 Ma) the previous deformation was superimposed by probable strike slip-transpressive tectonics chronocorrelated to the time interval of greatest activity of the Lancinha Transcurrent System (STL). The directional regime took advantage of banding and foliations whose dips were steep due to folding. The final deformation in depth is of a ductile nature, with the generation of protomylonites and mylonites, and in the surface it is of a brittle nature, with the formation of metric to decametric faults, fault breccias filled by quartz veins, gouges, protocataclasites and cataclasites and, locally, cataclastic flow features. As kinematic and superposition markers of tectonic events, in their ductile phase, there are sigmoids, S-C structures, oblique cleavage and pressure shadows with sinistral movement; as well as subhorizontal dextral fault striations, on the brittle nature tectonic pulse, which, in turn, marks dextral kinematics.

Keywords: Capiiru Group; Atuba Complex; Brasiliano Cycle; Lancinha Strike-slip System (LTS).

1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) secciona a porção norte do município homônimo e corresponde a uma grande estrutura planar a curvilinear de importante expressão morfoestrutural, vista em imagens de sensores remotos e fotografias aéreas em escalas médias (1:50000, por exemplo). Ela representa uma descontinuidade estrutural entre os metassedimentos do Grupo Capiru (Meso a Neoproterozoico) e as rochas cristalinas do Complexo Atuba (Paleoproterozoico). Encontra-se inserida no importante sistema de cisalhamento de direção NE-SW, que corta rochas pré-cambrianas no sudeste e sul do Brasil. Observações em imagens de satélite indicam que a extremidade sudoeste da ZCC está em confluência com a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão.

Inicialmente foi cartografada pelo Projeto Leste do Paraná (CPRM, 1976) tendo sido interpretada como uma falha inversa em alguns trechos e falha de rejeito indeterminado em outros. Posteriormente foi denominada de Lineamento São João-Lamenha Grande por Fiori et al. (1984). Todavia, uma abordagem mais detalhada da zona vem sendo estudada ao longo dos últimos anos (Salamuni et al., 2010; Gonçalves, 2012; Cabrita et al., 2017; Baldin et al., 2020a,b,c), e caracterizam este lineamento como uma zona de cisalhamento dúctil com posterior deformação rúptil superimposta. As pesquisas têm caracterizado essa faixa como uma zona de cisalhamento heterogênea, com área de deformação mais extensa e larga. Em consequência disso, optou-se por adotar o nome Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC), já que esta demarca o limite entre distintas unidades geológicas, bem como delimita diferentes domínios geomorfológicos. A ZCC

apesar de grande expressão regional é de difícil caracterização em campo, fundamentalmente em função da extensão cobertura de solos residuais autóctones ou não.

O objetivo da pesquisa é contribuir para a caracterização geométrica e estrutural da ZCC com base em análise multiescala, discutir os mecanismos das deformações dúctil e rúptil e os produtos da tectônica transcorrente superpostas às estruturas pretéritas, a fim de determinar sua evolução tectônica e ampliar o entendimento a respeito da zona de contato entre as rochas cristalinas do Complexo Atuba e as supracrustais do Grupo Capiru, pertencentes ao Terreno Curitiba e inseridas no Cinturão Ribeira Meridional (Almeida et al., 1973; Basei et al., 1998; Siga Junior, 1995). Para isso, foi necessário analisar as unidades litotectônicas separadamente, e seus aspectos macro e micro pré-cisalhamento, para então confrontá-las com a faixa de tectonitos de alto ângulo denominada “zona de influência” da ZCC, que delimita unidades litoestratigráficas distintas.

A área pesquisada localiza-se na porção sudeste do Estado do Paraná, ao norte da cidade de Curitiba, abrangendo os municípios de Campo Magro, Curitiba, Almirante Tamandaré, Colombo e Campina Grande do Sul (Figura 1). Está distribuída ao longo da borda noroeste da Bacia de Curitiba chegando até a divisa dos Estados do Paraná e São Paulo, nas imediações da represa do Capivari. O detalhamento de campo se deu ao longo de 50 km desde a escarpa de São Luiz do Purunã, borda ocidental da Bacia do Paraná, em Campo Largo, até próximo ao município de Bocaiúva do Sul. O acesso a área pode ser feito a partir de Curitiba pelas rodovias PR-417, PR-092 (Rodovia da Uva), BR-476, BR-277 e PR-090.

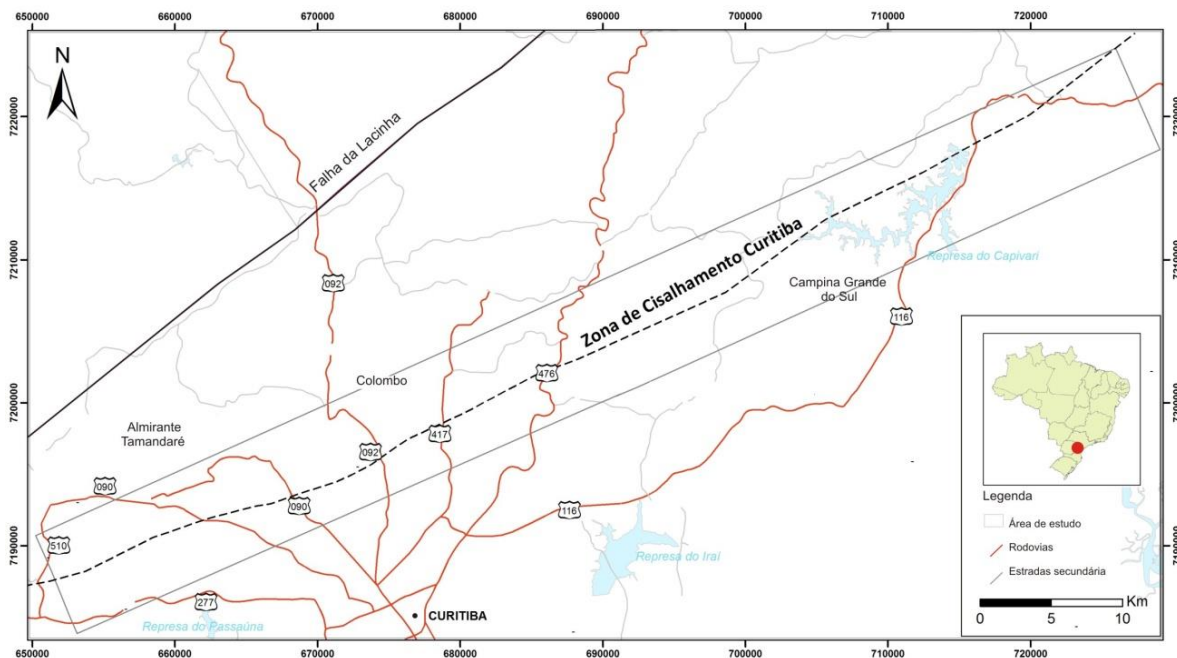


Figura 1 - Localização e acessos à área de estudo a partir do município de Curitiba (PR). Modificado de Mineropar (2006).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido por meio de levantamentos de dados de campo e posterior análise de imagens de sensores remotos, de dados cartográficos e estruturais de tectonitos. Para a fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:25000, do Instituto Água e Terra (IAT), utilizando-se o método descrito por Soares & Fiori (1976), assim como imagens de satélite ASTER com resolução de 15 m. Para a confecção de modelos digitais de elevação foi utilizado o software ArcMap™ 10.3 (ESRI®). A análise envolveu a observação de estruturas regionais nas escalas 1:100000 e 1:25000. O mapa geológico foi compilado do Mapa Geológico do Paraná (CPRM et al. 2022).

O levantamento de campo foi realizado ao longo de 35 dias, tendo sido visitados 117 pontos. Foram coletadas 20 amostras orientadas para a análise microtectônica e confeccionadas 16 seções delgadas. As imagens microscópicas foram capturadas com a máquina Olympus PM20, do Laboratório de Análises de Minerais e

Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia (UFPR).

Os critérios de análise estrutural seguem os modelos e conceitos básicos descritos em Anderson (1951), O'Leary et al. (1976), Ramsay (1980), principalmente no que concerne à utilização de métodos de análise descritiva e cinemática. Os dados estruturais foram organizados e inseridos em banco de dados para posterior tratamento e confecção de diagramas por meio dos softwares Stereo32® e GeotecStereo, desenvolvido pelo grupo de pesquisa do Projeto Falhas ligado ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

3. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A pesquisa foi desenvolvida na porção sul do Cinturão Ribeira, Província Mantiqueira, na região leste do Estado do Paraná. Os terrenos pré-cambrianos do Cinturão Ribeira fazem parte da Província Mantiqueira Sul (Almeida, 1967), correspondendo ao resultado de interações de terrenos ao longo do Proterozoico, resultado da amalgamação entre os crátons São Francisco,

Congo e Paranapanema (Campanha & Brito Neves, 2004). A formação da porção sul do Cinturão Ribeira, durante a aglutinação do Gondwana Ocidental se deu por uma colisão oblíqua dentro de um contexto de convergência e esforços horizontais compressivos máximos em torno de EW-WNW (Fassbinder, 1996; Ebert & Hasui, 1998; Campanha & Brito Neves, 2004), que em função da deformação progressiva evoluiu para a tectônica de escape lateral formando a complexa rede entrelaçada de zonas de cisalhamentos direcionais de alto ângulo que têm sido estudadas por vários autores (Marini et al., 1967; Batolla Junior et al., 1977; Schöll, 1981; Fiori et al., 1984; Hasui et al., 1984; Cordani et al., 1984; Fiori, 1985; Zalán et al., 1986; Fiori, 1991; Fassbinder, 1990; Campanha, 1991, 2002; Salamuni et al., 1993; Fassbinder et al., 1994, Fassbinder, 1996; Ebert & Hasui, 1998; Fassbinder & Machado, 1998;

Campos Neto, 2000; Faleiros, 2008; Passarelli et al., 2011). Fiori (1991, 1992) denominou o conjunto dessas zonas de cisalhamento de Sistema Transcorrente Lancinha (STL).

O Cinturão Ribeira Meridional é formado pelos terrenos Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves, limitados por zonas de cisalhamento de escala regional (Faleiros, 2008) (Figura 2). Nesta pesquisa nós analisamos os tectonitos pertencentes ao Terreno Curitiba, os quais possuem direção NE-SW (Siga Junior et al., 1993; Siga Junior et al., 1995), e são formados pelos ortognaisses migmatíticos do Complexo Atuba e pelas rochas metassedimentares do Grupo Capiru. Na porção sudeste o terreno é delimitado pelo gnaiss-granulito do Terreno Luís Alves (Siga Junior et al., 1993).

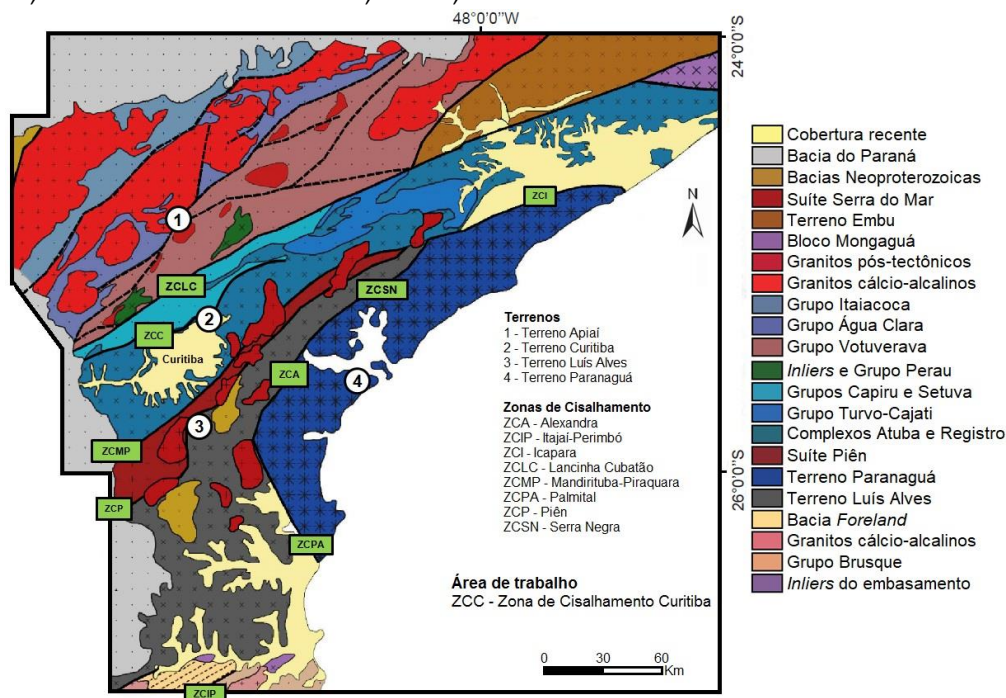


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Ribeira Meridional. Modificado de Guimarães (2019).

O Complexo Atuba é formado por gnaisses e migmatitos com estruturas estromáticas e bandamento composicional, onde há alternância de neossomas e leucossomas de composição tonalito-granodiorítica de idade Riáciana ($\sim 2000 \pm 200$ Ma) com migmatização Ediacarana rejuvenescida ($\sim 600 \pm 20$ Ma; Siga

Junior et al., 1993; Siga Junior et al., 1995; Harara et al., 1997; Basei et al., 2002; Passarelli et al., 2011). Os neossomas mesocráticos residuais dos migmatitos são compostos de hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo, álcali-feldspatos, titanita, apatita, zircão e granada. Há granitoides remobilizados com composição

granítica a granodiorítica relacionados à segunda fase de migmatização (Siga Junior et al., 1995; Sato et al., 2003). São também encontrados quartzito, quartzo-xisto, mica xistos, gnaiss-granito, granulito, gabros e microdiorito (Fuck et al., 1967).

A foliação, predominantemente milonítica, está na direção N40-50E com mergulhos altos tanto para NW quanto para SE, em geral com lineação de estiramento subhorizontal associada (Siga Junior, 1993; Siga Junior et al., 1995; Faleiros et al., 2016). O regime de deformação dúctil a dúctil-rúptil, heterogêneo e não-coaxial está superimposto a uma deformação pretérita representada por uma foliação com azimute N50-60W (Salamuni et al., 2003; Baldin et al., 2020a,b).

A deformação em regime rúptil apresenta falhas segundo um sistema transcorrente dominante ao longo do Ciclo Brasileiro III (Neoproterozoico a Cambriano) de direção NE-SW (Althoff & Fiori, 1991; Fiori, 1992; Salamuni et al., 2010; Faleiros et al., 2016).

Na região estudada as rochas supracrustais pertencem ao Grupo Capiru (anteriormente denominada de Formação por Bigarella & Salamuni, 1956) que, em parte, está sobreposta em contato tectônico pelo Complexo Setuva (Fiori & Gaspar, 1993). Os mapas geofísicos, tanto o aerogamaespectrométrico (Figura 3A; Baldin et al., 2020a) quanto o aeromagnético (Figura 3B), mostram os diferentes domínios das rochas supracrustais a NW e o domínio do embasamento (Complexo Atuba) a SE.

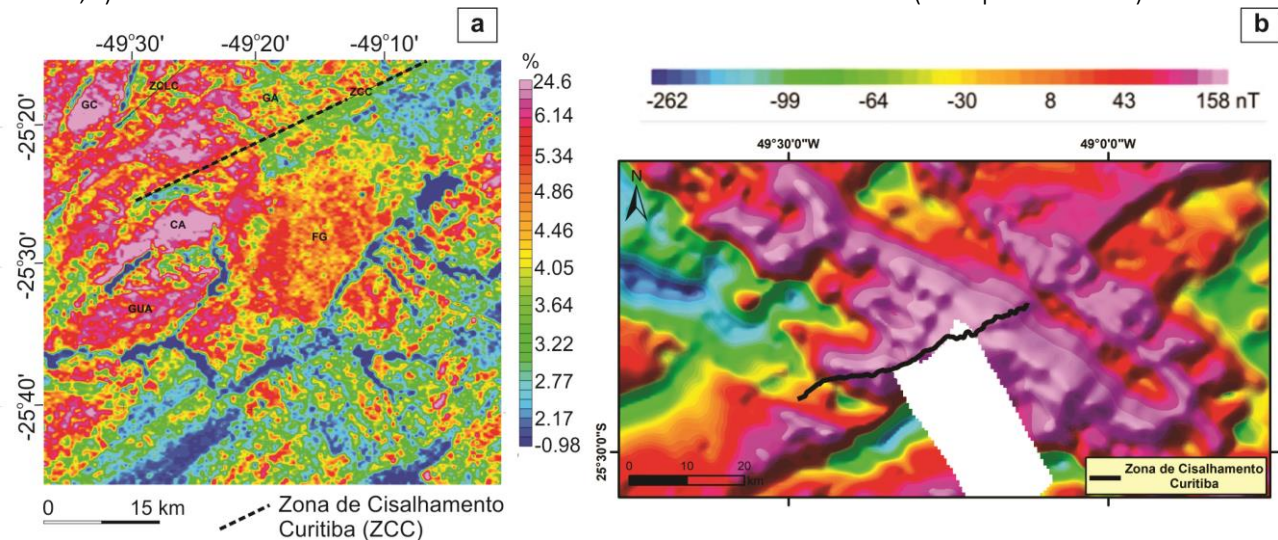


Figura 3 - (A) Mapa aerogamaespectrométrico de contagem total (CTEXP) mostrando as diferenças entre os domínios noroeste, Grupo Capiru, e sudeste, Complexo Atuba. Legenda: GC: Granito do Cerne; CA: Complexo Atuba; FG: Formação Guabirotuba; GUA: Granito Guajuvira (granitos gnaisses); SSM: Suíte Serra do Mar; ZCLC: Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão; ZCC: Zona de Cisalhamento Curitiba. Fonte: modificado de Baldin et al. (2020a). (B) Recorte de mapa aeromagnético da região estudada, igualmente com diferenças de domínios geofísicos limitados pela ZCC.

O Grupo Capiru é do tipo *back-arc* (Fiori et al., 1987; Fiori, 1992; Faleiros, 2003), situado entre um arco magmático posicionado a noroeste, cuja raiz é representada pelo granito Três Córregos, e o terreno cratônico a sudeste representado pelo Complexo Atuba. A unidade pode ser correlata à Formação Turvo-Cajati (Faleiros et al., 2011; Santos et al., 2018) e a deformação que registra é consequência da convergência entre crátons e terrenos menores durante o Neoproterozoico (Basei et al., 1990, 1992, 1998; Siga Junior et al., 1995; Hasui, 2010; Passarelli et al., 2011; Hasui et al., 2012). O resultado foi uma generalizada tectônica de cavalgamento sin-colisional com vergência estrutural preferencialmente para S-SE,

denominada de Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA; Fiori, 1991), cujo ápice teria ocorrido durante o Brasileiro II no Neoproterozoico.

4. RESULTADOS

A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) corresponde a uma faixa de largura variável entre dezenas e centenas de metros. Na porção sudoeste da área, a ZCC constitui-se numa descontinuidade que limita os metassedimentos do Grupo Capiru e as rochas do Complexo Atuba (Figura 4). Em ambas as unidades há importantes variações estruturais ocasionadas pela ZCC.

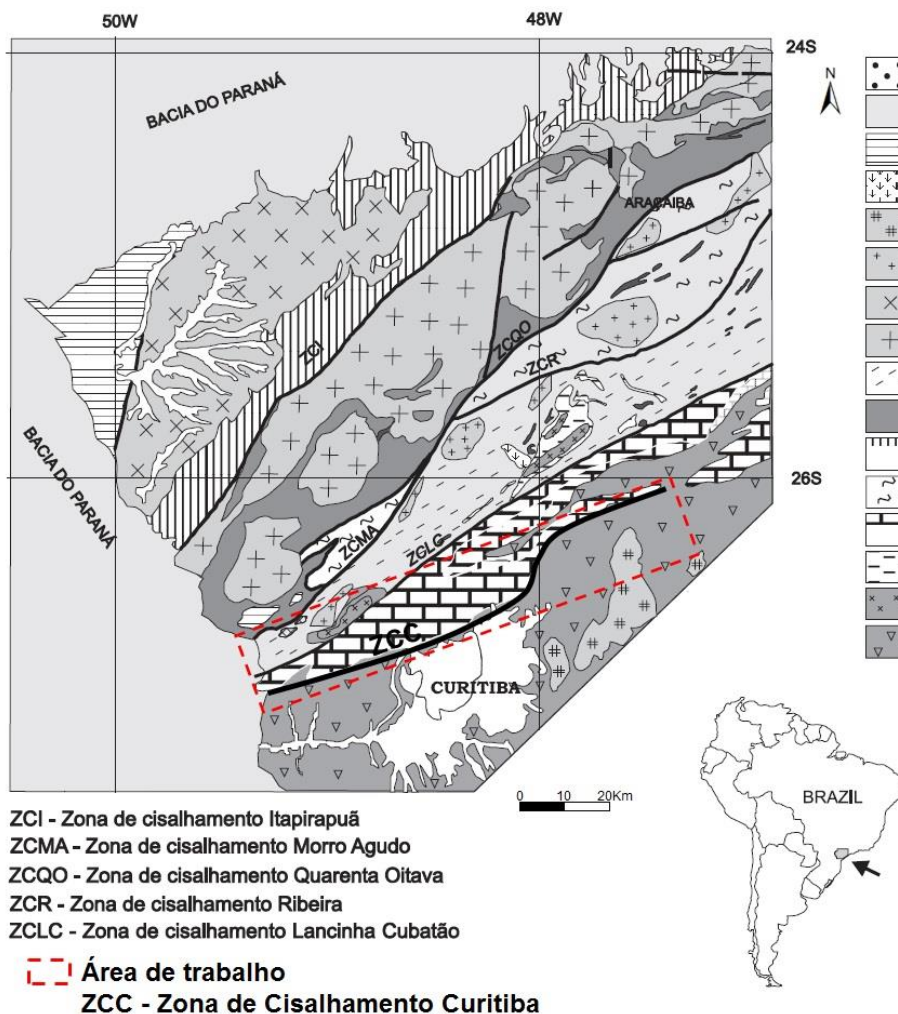


Figura 4 - Principais lineamentos e unidades geológicas e tectônicas do Pré-Cambriano do Paraná: 1) Sedimentos Quaternários, 2) Bacia do Paraná, 3) Bacias de Ante-País (Grupo castro a NW e Grupo Camarinha a SW), 4) Sienito Tunas, 5) Complexo Costeiro, 6) Granitoides sin a pós-colisionais, 7) Batólito Cunhaporanga, 8) Batólito Três Córregos e outros associados, 9) Grupo Votuverava, 10) Grupo Água Clara, 11) Grupo Itaiacoca, 12) Sequências Lajeado e Antinha, 13) Grupo Capiru, 14) Sequências Perau e Betara, 15) Granitoides Alcalinos e Cálcio-alcalinos deformados, 16) Complexo Atuba. Fonte: modificado de Weber et al. (2002).

A porção pesquisada da ZCC possui delimitação geomorfológica de fácil visualização por meio de sensoriamento remoto, tanto em fotografias aéreas quanto imagens de satélite. Apresenta um domínio morfoestrutural norte-noroeste com relevo mais pronunciado, cuja dissecação revela lineamentos relativamente profundos, com padrão de drenagem ora em treliça ora em paralelo e interflúvios mais ou menos arredondados, orientados tanto para NE-SW quanto para NW-SE (Figura 5). Já o domínio morfoestrutural sudeste da área adjacente à ZCC é planáltico, com dissecações menos profundas e padrões de drenagem dendrítica ou mista, apesar de haver lineamentos longos e de direções variadas (Figura 5). Os diferentes padrões estão controlados por variadas litoestruturas em cada um dos domínios geomorfológicos. A zona de cisalhamento corresponde à descontinuidade

que limita os padrões morfoestruturais específicos entre as supracrustais metassedimentares do Grupo Capiru e os tectonitos do Complexo Atuba. As morfoestruturas da região de estudo mostram relevo influenciado pelas macroestruturas locais, ou seja, por planos de foliação, alinhamentos estruturais, fraturas, falhas e dobras, principalmente no domínio do Complexo Atuba. Como as estruturas estão associadas à faixa erosiva onde se concentra a ZCC, isso denota que ela serviu como indutora do processo da dissecação do terreno. O traçado da zona de cisalhamento é sinuoso em mapa e sua largura, da ordem de dezenas a centenas de metros, é irregular, com direção variável entre N40E e N70E. Sua delimitação nem sempre é precisa e a relação de contato entre as unidades está expressa por estruturas dúcteis e rúpteis correlatas aos pulsos de deformação que formaram a ZCC.

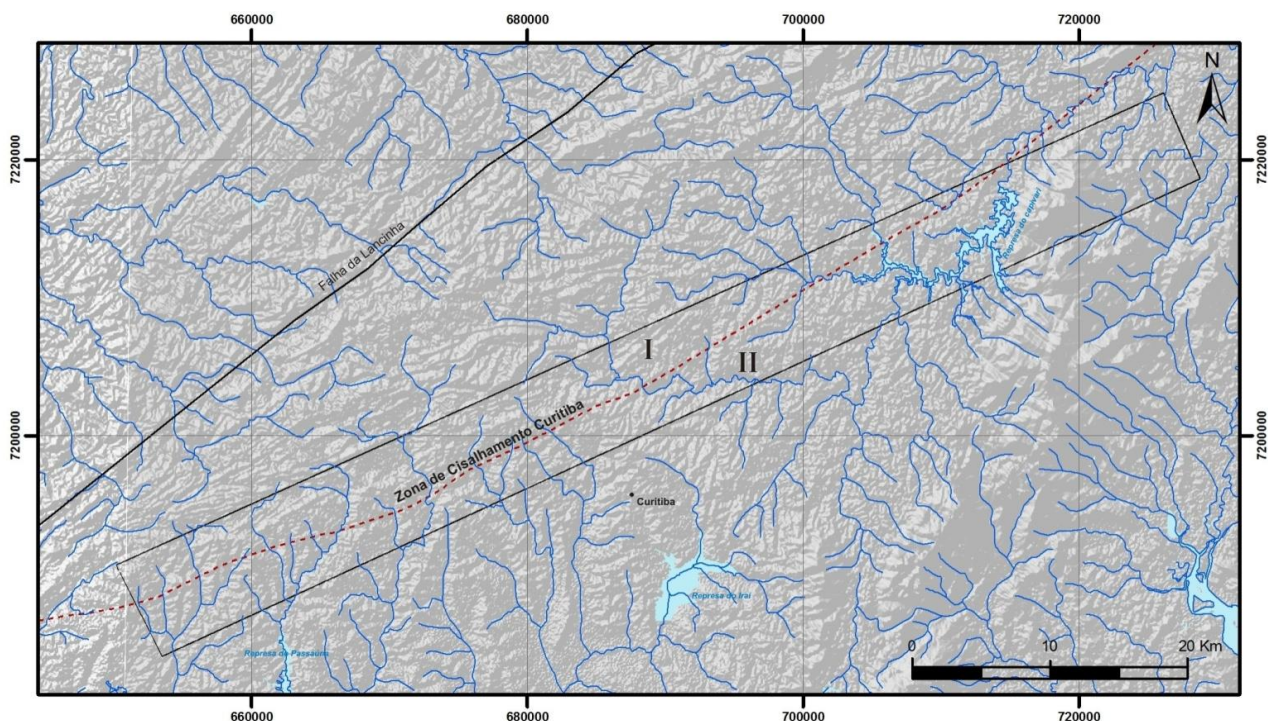


Figura 5 - Mapa de drenagem da área de trabalho. Legenda: (I e II) são domínios morfoestruturais localizados a norte e a sul da ZCC, respectivamente.

4.1 Complexo Atuba: contexto externo à ZCC

As rochas do Complexo Atuba perfazem cerca de 70% da área, estando posicionadas a sudoeste e sudeste da ZCC. Encontram-se parcialmente alteradas ou ocorrem na forma

de regolitos. De forma geral, predominam migmatitos metatexitos estromáticos, contendo leucossomas de composição tonalito-granodiorítica, além de graníticas. Ocorrem ainda paragneisses, quartzitos de

granulação variada, quartzo xistos, micaxistos, anfibolitos, gnaisses-granitos e granulitos.

Os metatexitos estromáticos (Figura 6A e B) apresentam texturas que podem variar entre granoblástica e granonematoblástica. É comum a intercalação de bandas melanocráticas (piroxênio, granada, biotita e anfibólio) e bandas leucocráticas (quartzo-feldspáticas) de granulação média. No geral, ambas atingem espessuras milimétricas a centimétricas, dispostas em planos irregulares ou localmente dobrados.

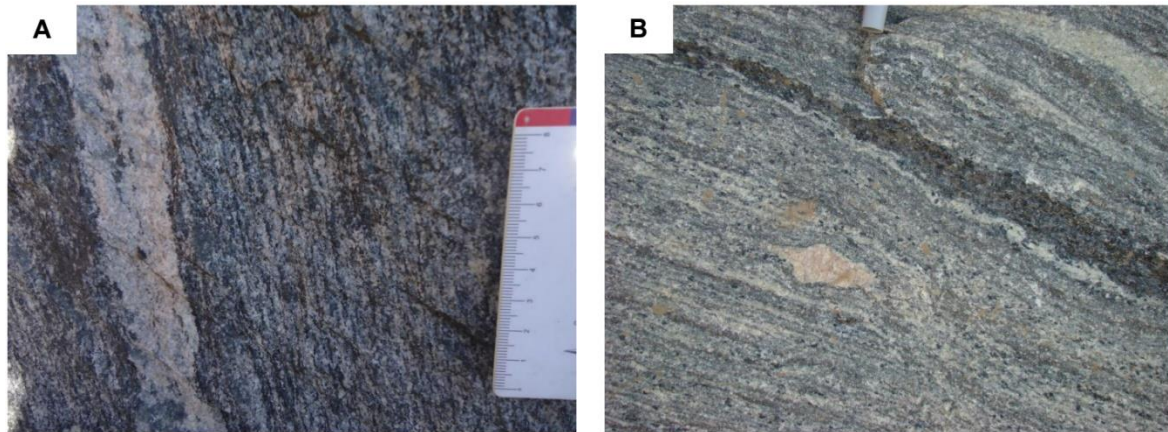


Figura 6 - (A) Metatexito estromático formado por bandas paralelas, claras e escuras, compostas principalmente por quartzo, feldspatos, biotita e anfibólio. (B) Gnaisse trondjemítico caracterizado por intercalação de bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas e melanocráticas.

Os cristais de quartzo são finos a médios, anédricos granulares, mostram fraca orientação preferencial e apresentam extinção ondulante, subgrãos e microfraturas (Figura 8B). O arranjo dos agregados de novos grãos é inequigranular interlobado, segundo a classificação de Moore (1970). Os limites são serrilhados e curvos. Há inclusões de opacos e biotita. Os cristais de oligoclásio são anédricos a subédricos prismáticos, finos a grossos, e os limites são serrilhados e fracamente orientados (Figura 7A). Encontram-se moderadamente saussuritizados e sericitizados. Possuem extinção ondulante, curvamento de macla, microfraturas e kink bands e inclusões de opacos, apatita e zircão. Os cristais de biotita variam de castanho-claro a verde-escuro. São finos a médios, anédricos a subédricos lamelares e estão fraca a moderadamente orientados e dispostos em níveis anastomosados, com extinção

A paragênese principal é constituída por quartzo, oligoclásio, biotita, hornblenda, piroxênio, granada e microclínio, além do conjunto de minerais acessórios formado por opacos, zircão, allanita, apatita e titanita. Os minerais secundários correspondem aos cristais de clorita, sericita e carbonato. Os porfiroclastos quartzo-feldspáticos, assim como os cristais de hornblenda, estão dispostos segundo planos irregulares, definindo assim uma superfície S_{n-1} .

ondulante e estiramento. Os limites são retilíneos e curvos. Há inclusões de opacos, titanita e apatita. Os cristais de microclínio são finos a grossos, anédricos a subédricos, exibem fraca orientação preferencial, podendo ser pertíticos. Possuem novos grãos por bulging, apresentam extinção ondulante e microfraturas com limites curvos, retilíneos e serrilhados. Frequentemente estão sericitizados, mas possibilitam a observação de inclusões de biotita, quartzo e opacos (Figura 7B). Os cristais de hornblenda são verdes, finos a grossos, anédricos a subédricos prismáticos, podem mostrar fraca orientação preferencial, extinção ondulante e, mais raramente, microfraturas. Há inclusões de opacos, zircão, quartzo, titanita, apatita e biotita.

Podem ocorrer recristalização por migração de limite de grãos caracterizando reentrâncias com outros cristais de quartzo

(Figura 8A), além de alteração é representada pelos minerais opacos e pela biotita (Figura

8B), ambos com limites curvos e serrilhados.

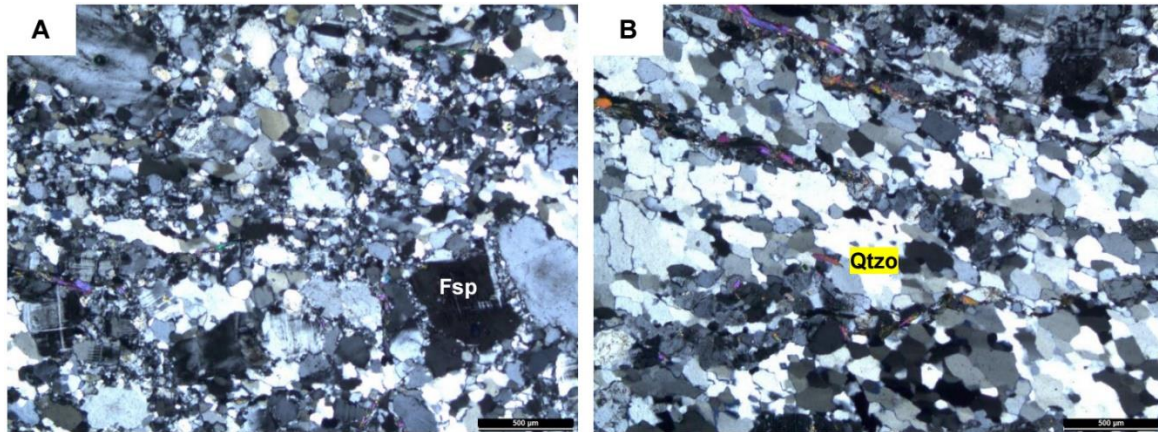


Figura 7 - (A) Novos grãos por bulging em feldspatos (10x, nicóis cruzados). (B) Cristais de quartzo com limites lobados, sugerindo migração de borda de grãos (10x, nicóis cruzados). Legenda: Fsp – feldspato. Qtzo – quartzo.

Os minerais opacos são finos, anédricos e subédricos prismáticos. Em geral, são intersticiais ou associam-se ao anfibólio e à biotita e possuem limites curvos e retilíneos. Os cristais de zircão são muito finos, zonados, anédricos ou subédricos prismáticos, com limites curvos e retilíneos. Encontram-se dispersos e sem orientação preferencial. Os cristais de allanita são finos, anédricos e estão associados aos cristais de biotita e de hornblenda. Podem aparecer de modo intersticial na matriz, apresentam microfraturas discretas e feições de corrosão parcial e limites curvos. Os cristais de apatita são finos, anédricos a subédricos e ocorrem de modo intersticial ou como inclusões em outros minerais. Os limites são curvos ou retilíneos. Os cristais de titanita são finos, anédricos a subédricos e não apresentam orientação preferencial, eventualmente formando agregados e ocorrem associados aos cristais de biotita e hornblenda. Estão

fracamente alterados para óxido de ferro e seus limites são curvos e serrilhados.

Os cristais de clorita são anédricos, finos e ocorrem em agregados associados à sericita e à biotita. Podem aparecer de forma intersticial na matriz e seus limites são curvos. Os cristais de sericita são finos, anédricos a subédricos lamelares, possuem fraca orientação preferencial, limites curvos e serrilhados e correm de forma intersticial ou como produto da saussuritização. Os cristais de carbonato são finos, anédricos e não possuem orientação preferencial. Ocorrem em agregados, de forma intersticial ou como veios submilimétricos e possuem contornos irregulares ou curvos.

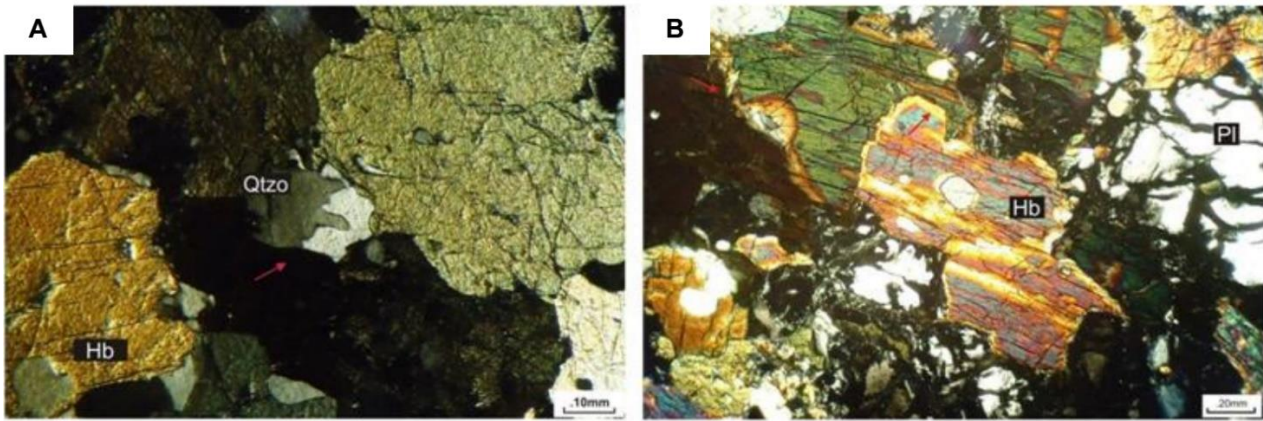


Figura 8 - Fotomicrografias dos migmatitos do Complexo Atuba. (A) Reentrâncias em cristais de quartzo (10x, nicóis cruzados). (B) Alteração para biotita nas bordas dos cristais de hornblenda, indicativa de processo de retrometamorfismo (10x, nicóis cruzados). Legenda: Hb – hornblenda. Qtzo – quartzo. Pl – plagioclásio.

Nas rochas pertencentes ao Complexo Atuba foram encontrados registros de duas foliações, aqui denominadas de S_{n-1} e S_n . O bandamento gnáissico S_{n-1} , atribuído à fase D_{n-1} , ocorre pontualmente e é definido pela intercalação de níveis escuros (piroxênio, granada, biotita e anfibólio) e claros (quartzo, feldspato potássico e plagioclásio), está levemente anastomosado, com espessuras milimétricas a centimétricas e disposto em planos irregulares (Figuras 7B e 9A). Sua direção varia entre NE-SW e NW-SE e mergulhos médios a altos (Figura 9B) e pode desenhar dobras intrafoliares, cerradas e eventualmente até abertas, assimétricas e

inclinadas. As lineações de estiramento mineral são oblíquas a subverticais. A presença de piroxênio e granada sugere condições de fácies granulito. De acordo com o trabalho de Baldin et al. (2020b) a foliação S_{n-1} pode ser atribuída a regime de cavalgamento, que foi empinado por fase de deformação posterior. Os migmatitos gerados nessa fase exibem idades U-Pb (zircão) entre 2200 e 2100 Ma (Siga Junior, 1993; Siga Junior et al., 1995; Sato et al., 2003) e estão associados a pulso tectônico do Ciclo Transamazônico (Salamuni, 1998; Baldin et al., 2020b).

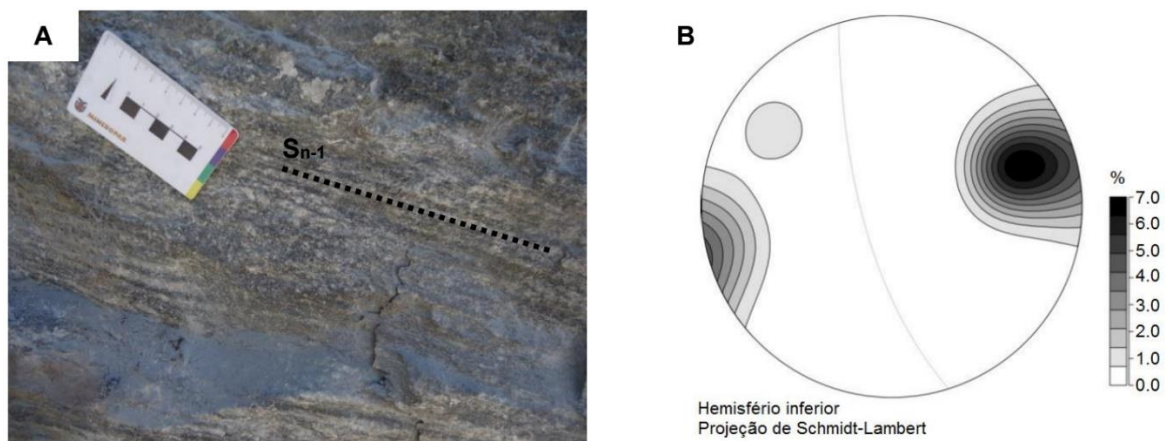


Figura 9 - (A) Aspecto macroscópico da foliação S_{n-1} , evidenciando o bandamento composicional formado pela intercalação de níveis félsicos e máficos. (B) Diagrama de polos para a foliação S_{n-1} no Complexo Atuba, com plano médio na direção N10W/80SW. N = 11.

A foliação S_n (Figura 10A) possui textura milonítica ou protomilonítica, ocorre superposta à foliação S_{n-1} e aparece de forma mais penetrativa, com espaçamento milimétrico a centimétrico e mostra direção principal NE-SW, com mergulhos médios a altos para NW ou SE (Figura 10B). É atribuída à fase D_n e corresponde a uma superfície heterogênea, anastomosada, subparalela e irregular. A superfície é definida pelo estiramento mineral, estruturas do tipo S-C e pela recristalização de agregados quartzo-feldspáticos. Apresenta dobras abertas a isoclinais centimétricas a métricas, cilíndricas, assimétricas e inclinadas. As direções são N70/30 e N30/10. A amplitude das dobras varia entre 1 cm a 1 m e o comprimento de onda ocorre entre 5 mm a 50 cm. Os indicadores cinemáticos (sigmóides de feldspatos e estruturas S-C) indicam mo-

vimentação sinistral na foliação S_n (Figura 19C e D), assim como descrito por Fassbinder (1990), Passarelli et al. (2011) e Baldin et al. (2020b). As lineações de estiramento constituídas por feldspatos e quartzo são subhorizontais, em torno de 10° de mergulho e sugerem movimentos direcionais ou oblíquos pontualmente. A deformação é representada microscopicamente por mecanismos de *dislocation creep*, vinculados aos processos de recristalização dinâmica por *bulging* nos feldspatos (Figura 8A) e rotação de subgrãos e migração de limites de grãos no quartzo (Figura 8B), como observado anteriormente por Cabrita et al. (2017) e Baldin et al. (2020b,c) e sugerem temperaturas da ordem de 500°C (fácies anfibolito inferior).

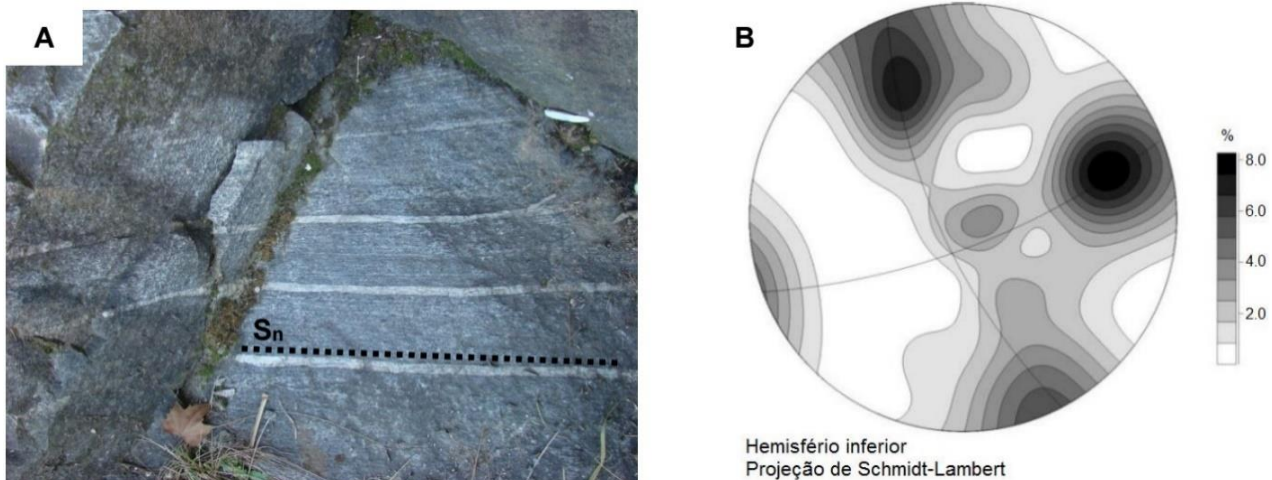


Figura 10 - (A) Foliação milonítica S_n de caráter heterogêneo e anastomosado, com espaçamento milimétrico, definida pelo estiramento e/ou achatamento de grãos de quartzo e feldspatos. (B) Projeção da foliação S_n no Complexo Atuba configurando um redobramento. Também neste diagrama estão plotados os polos de S_{n-1} , a título de comparação. $N = 44$.

4.2 Grupo Capiru: contexto externo à ZCC

O Grupo Capiru está posicionado na porção noroeste da área em contato alóctone ou para-autóctone sobre o Complexo Atuba. É constituída por lascas tectônicas heterogêneas e descontínuas, justapostas ou imbricadas e delimitadas por zonas de cisalhamento subhorizontais de direções NNE-SSW a ENE-WSW (Fiori, 1992) compostas por filitos (em geral metassiltitos), mármore dolomíticos (metacalcários e metamargas) e quartzitos

(metarenitos e metarcóseos), além de espessos metaconglomerados.

Os filitos (Figura 11A e B) mostram colorações em tons de cinza claro avermelhado a cinza amarelado e se encontram alterados. Apresentam intercalações de lentes de quartzitos. Possuem granulação fina e apresentam textura lepidoblástica ou granolepidoblástica, com níveis milimétricos a submilimétricos dispostos em planos anastomosados, tabulares ou localmente crenulados.

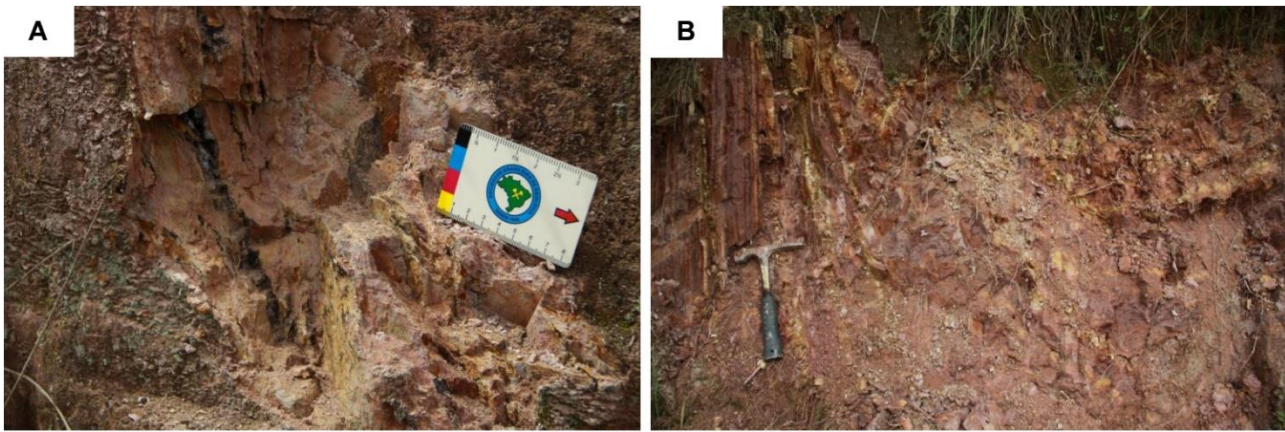


Figura 11 - (A) Filito avermelhado e alterado, de granulação muito fina a fina, composto essencialmente por quartzo e sericita. A textura é lepidoblástica, definida pela orientação das lamelas de sericita. Ocorrem crostas limoníticas de 0,5 cm de espessura, subparalelas à foliação principal. (B) Filito com acamamento S_0 definido pela intercalação de níveis argilosos e siltosos paralelos à foliação S_n . A clivagem ardosiana (S_n) é caracterizada pela orientação planar a anastomosada da sericita e quartzo, com micrólitos de de 0,1 a 0,5 cm de espessura.

A paragênese do filito (Figura 12A) é formada por quartzo, sericita, biotita e esparso plagioclásio. Os acessórios são zircão, opacos e clorita. Há bandamentos rítmicos intercalados (Figura 12B), além de quartzo *ribbon* de espessura submilimétrica paralelos à clivagem ardosiana (Figura 12C). Os cristais de quartzo são inequigranulares, variando de muito finos a finos, predominando as granulações maiores nos níveis mais quartzosos e as granulações menores nos níveis mais filossilicáticos. Ocorre a formação de subgrãos, novos grãos, extinção ondulante e lamelar com bordas parcialmente serrilhadas, retilíneas e denteadas. O arranjo dos agregados de grãos é interlobado, ocorrendo inclusões de biotita e sericita.

Os cristais de biotita são inequigranulares muito finos a finos, subédricos lamelares,

paralelamente à intercalação dos níveis composicionais (Figura 12D). Possuem maior concentração nos níveis mais escuros. Ocorrem em contato mútuo e retilíneo com os cristais de quartzo, sericita e acessórios. Encontram-se crenulados, com ângulo interflanco variando de suave a aberto. Apresentam extinção ondulante e microfaturas e possuem inclusões de quartzo e opacos. Estão incipientemente alterados para clorita. Os cristais de sericita são finos, submilimétricos, subédricos lamelares também desenhando a foliação principal. Ocorrem em contato retilíneo com os outros cristais e possuem inclusões de opacos. Os cristais de plagioclásio são subédricos prismáticos, equigranulares finos, com tamanho de grãos em torno de 1 mm. Encontram-se em contato retilíneo com os outros cristais e estão moderadamente argilizados.

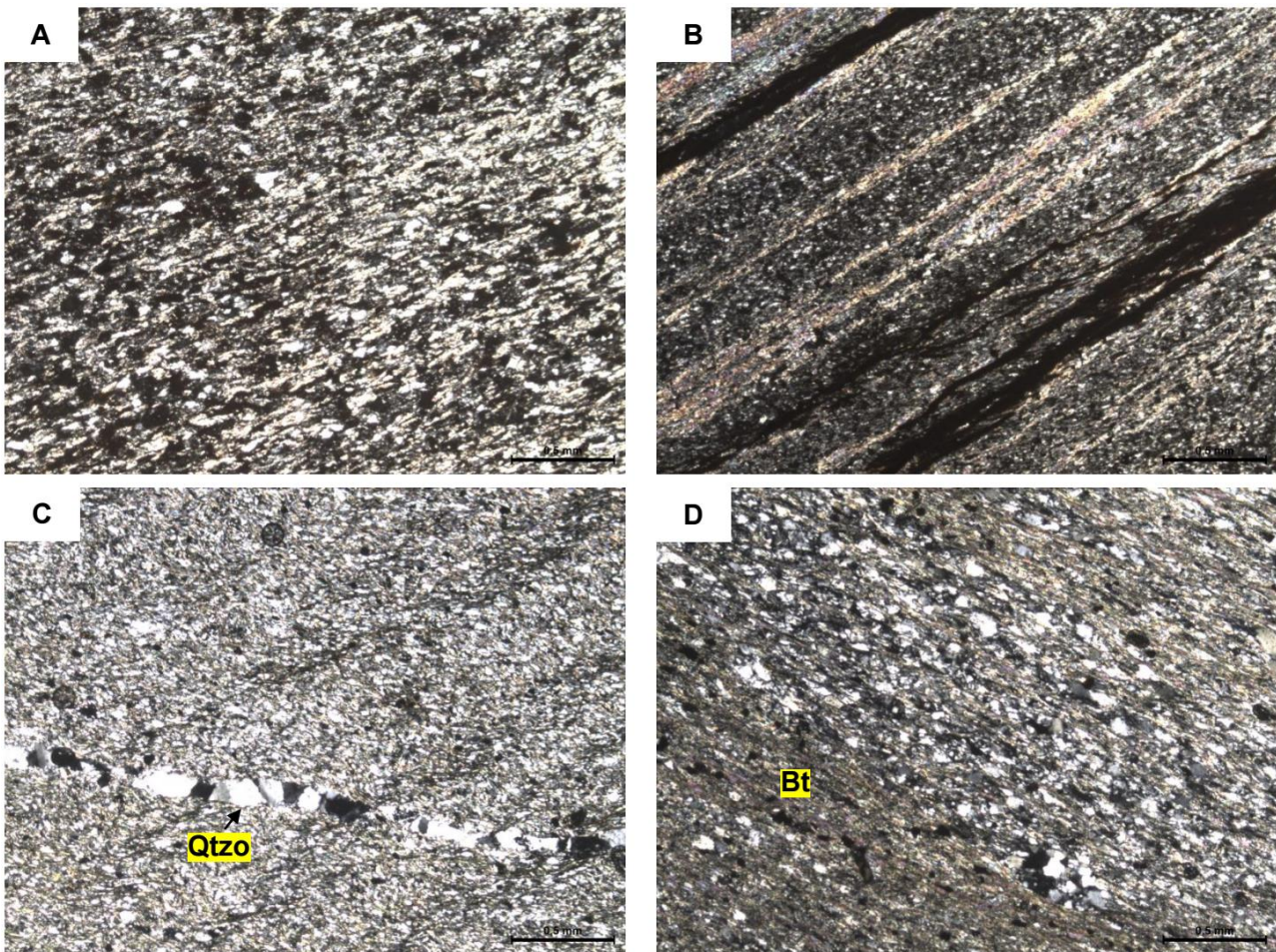


Figura 12 - (A) Filito formado por minerais estirados (10x, nicóis cruzados). (B) Filito caracterizado pela intercalação de bandas de biotita, sericita e opacos com quartzo e feldspatos (10x, nicóis cruzados). (C) Quartzo ribbon milimétrico, levemente ondulado, com bordas irregulares e subparalelo à foliação (10x, nicóis cruzados). (D) Cristais de biotita finos, lamelares, com orientação de forma (10x, nicóis cruzados). Legenda: Qtzo – quartzo. Bt – biotita.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos, anédricos granulares e estão dispersos na lâmina sem orientação preferencial. Os cristais de opacos são inequigranulares muito finos a finos, anédricos granulares a subédricos prismáticos, com contatos interlobados e retilíneos. Podem ocorrer estirados segundo uma direção preferencial, paralelamente à intercalação de níveis composicionais ou ocorrem dispersos pela lâmina sem orientação preferencial. Encontram-se moderadamente alterados para óxido de ferro. Os cristais de clorita são equigranulares finos e

subédricos lamelares e possivelmente são formados pela alteração da biotita.

A superfície S_0 (Figura 13A) está caracterizada pelas estruturas sedimentares reliquias mais ou menos bem preservadas. Possui direção preferencial NE-SW e ocorre de forma paralela a subparalela à foliação S_n (Figura 13B). Destacam-se camadas de diferentes composições com gradação granulométrica e estratificação plano-paralela e cruzada de pequeno porte (Figura 13C), além da presença comum de estromatólitos no metacalcário.

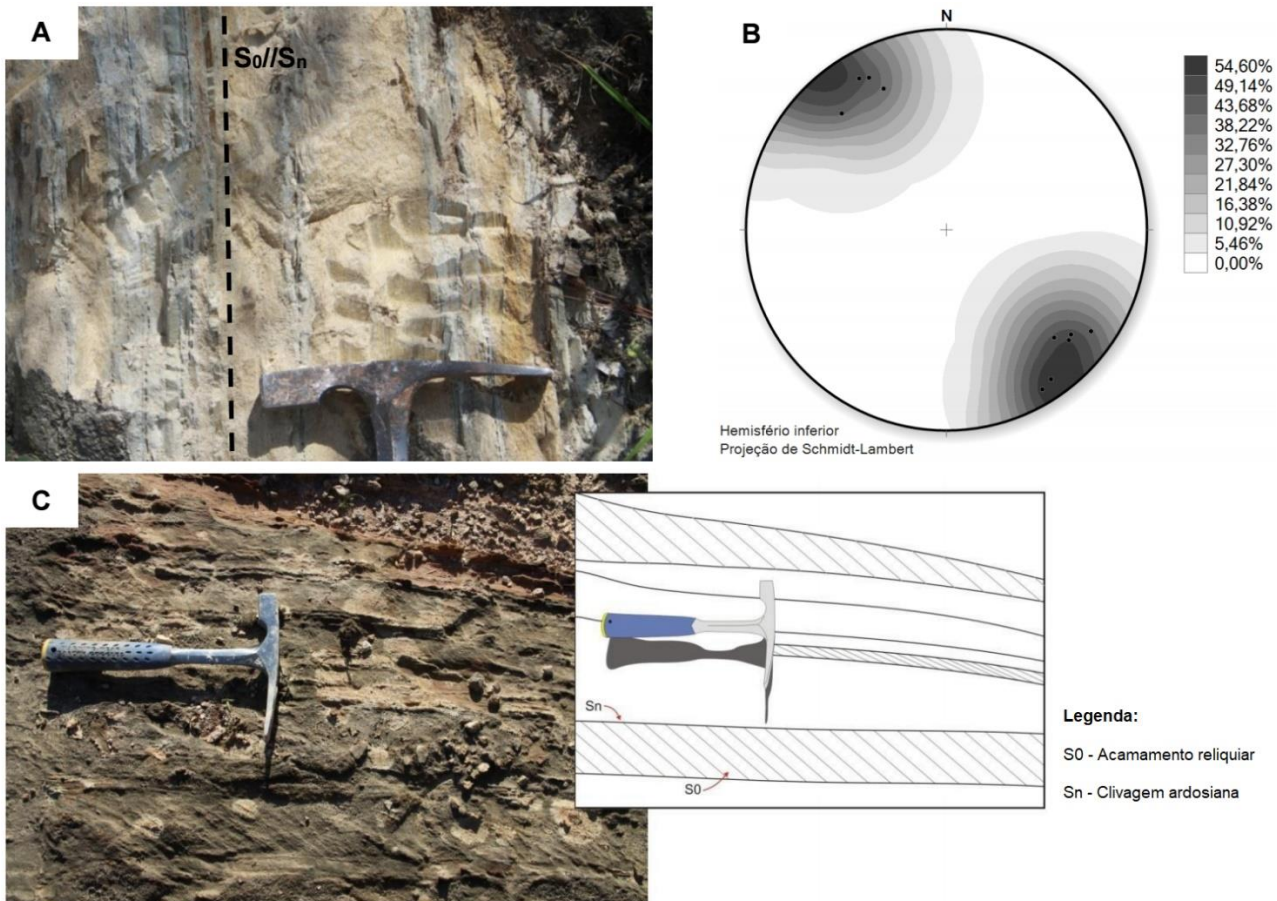


Figura 13 - (A) Filito alterado com acamamento S_0 paralelo à foliação S_n . (B) Estereograma de equiárea da foliação S_0 para rochas da Grupo Capiru; $N = 10$. (C) Estrutura sedimentar reliquiar do tipo cruzada planar, indicando preservação do acamamento S_0 .

A superfície S_n , originada durante a fase D_n , é formada pela orientação preferencial da sericita e biotita, além de cristais achatados de quartzo (Figura 14A). Sua característica marcante é a presença de micrólitos milimétricos a centimétricos de quartzo, assim como estruturas do tipo S-C, ocorre de forma penetrativa e está presente em quase todos os litotipos do Grupo Capiru, com exceção dos mármore. Trata-se de clivagem ardósiana, que em geral está disposta paralela ou subparalelamente ao acamamento S_0 ou em planos anastomosados. Localmente a foliação S_n pode estar levemente crenulada, caracterizando uma clivagem de crenulação incipiente. Há dobras de arrasto e dobras do tipo *shear folds* centimétricas a decimétricas (Figura 14B), de baixa amplitude e comprimento de onda.

Ambas estão associadas às falhas de cavalgamento, com sentido de transporte para S-SE. Também se observam dobras reclinadas a recumbentes, fechadas a isoclinais e intrafoliares. Localmente as dobras fechadas apresentam eixo com atitude próxima da orientação $N60/30$. Esporadicamente são encontradas estruturas do tipo duplex (Figura 14C) e feições de retrocavalgamento. Os veios de quartzo leitosos são abundantes e aparecem intensamente deformados. A superfície (S_n) está orientada segundo a direção ENE-WSW a NE-SW (Figura 14D) e mais raramente nas direções próximas a N-S e E-W, com mergulhos variáveis desde subhorizontais até subverticais quando dobrada.

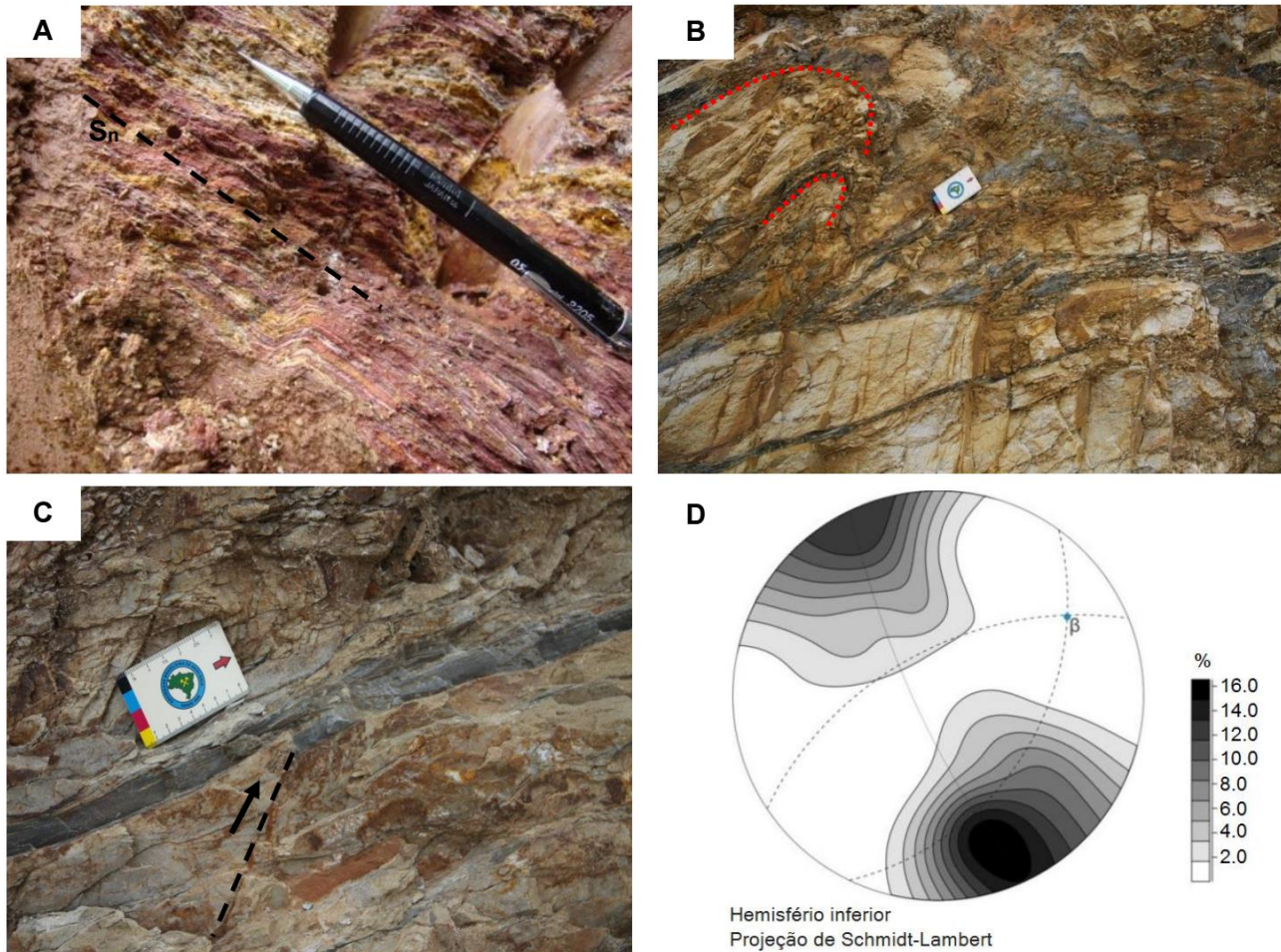


Figura 14 - (A) Clivagem ardósiana (S_n) formada pela orientação de minerais micáceos e grãos de quartzo achatados. (B) *Shear-folds* em meta-argilito sobre camada de meta-arenito. (C) Estrutura do tipo duplex em quartzitos da Grupo Capiru. (D) Diagrama estrutural da foliação S_n . Projeção de contorno de polos máximos. $N = 71$.

Em determinados locais ocorrem dobras abertas (Figura 15A) a fechadas, com eixos subhorizontais até oblíquos, com caimento para o quadrante sudoeste. As dobras possuem amplitude e comprimento de onda métricos a decamétricos (Figura 15B) e apresentam clivagem de fratura plano-axial subvertical a vertical. Pontualmente, também podem ocorrer dobras parasitas e redobramento.

A foliação S_n pode estar localmente crenulada caracterizando uma clivagem de crenulação milimétrica (Figura 15C), com ângulo interflanco diversificando entre cerrado a aberto. Por outro lado, há dobras *shear-folds*, cuja a vergência estrutural de NW para SE ou WNW para ESSE, que podem transpor a pela superfície S_n (Figura 15D) desenvolvendo bandas de cisalhamento centimétricas e filonitos associados. Essa orientação

estrutural também foi notada por Fiori (1991, 1992). Essas bandas de cisalhamento são acompanhadas de veios de quartzo leitoso dobrados que sub-paralelos aos planos da foliação S_n , que neste caso tem como orientação geral a atitude de N75E/50NW. As dobras desenhadas pela deformação de foliações S_n , subparalelas ou paralelas à S_0 , estão ligadas, por sua vez, ao Sistema de Dobramento Apiaí (SDA; Fiori, 1991). Em geral estão fora da área de influência da ZCC e correspondem às dobras da fase F_2 de Hasui et al. (1975). Esse episódio corresponde a uma fase tardia em relação à geração da S_n e, conseqüentemente, do Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA). A foliação S_n pode ocorrer empinada devido a esse dobramento generalizado.

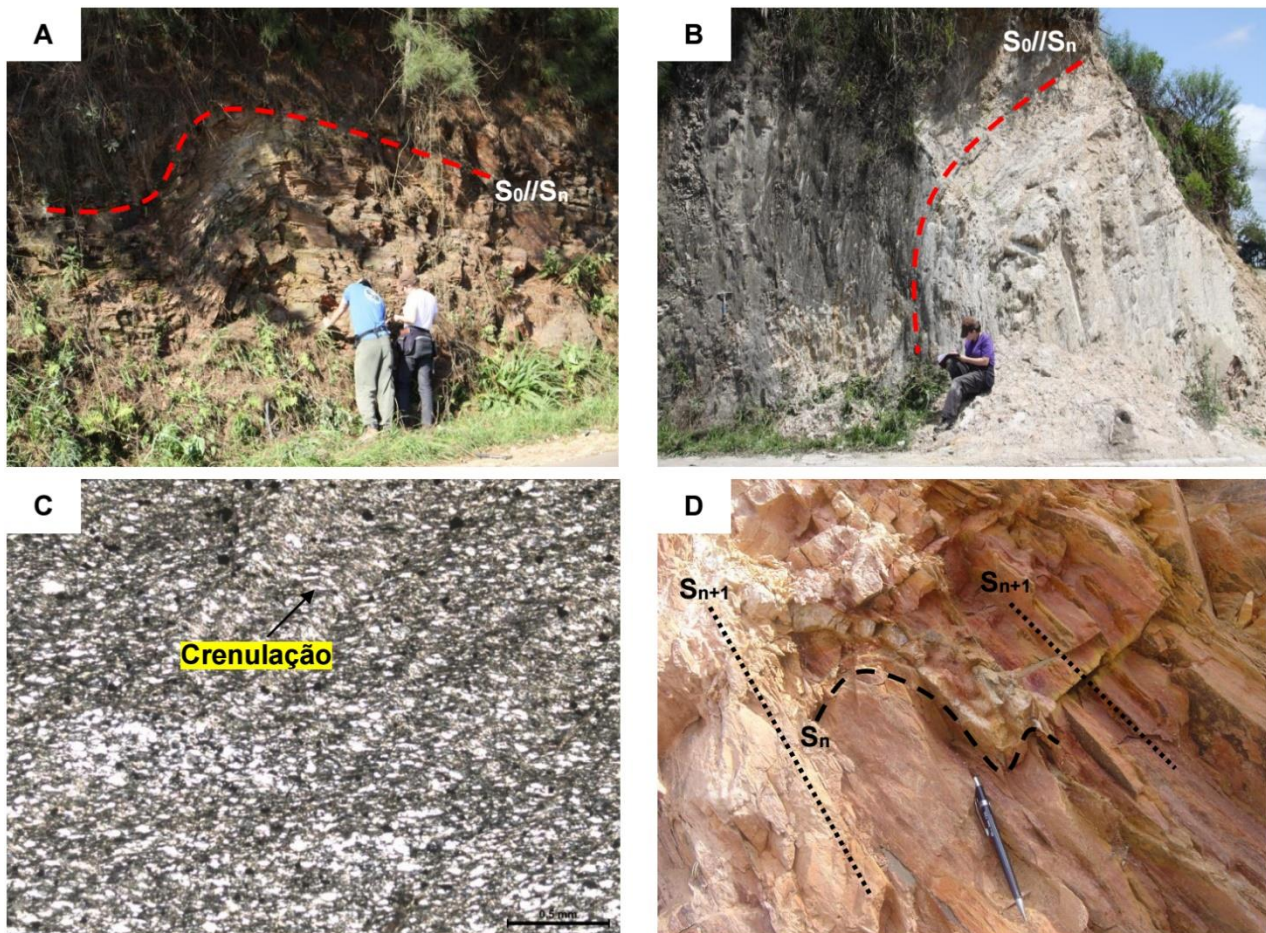


Figura 15 - (A) Dobras abertas em filito do Grupo Capiru. (B) Dobras de amplitude métrica e acamamento empinado em filito. (C) Clivagem ardósiana (S_n) definida pela orientação dos minerais filossilicáticos paralelamente à intercalação de níveis composicionais (S_0). A segunda foliação (S_{n+1}) é caracterizada pela crenulação da clivagem ardósiana e não possui minerais desenvolvidos em seus planos, marcando uma clivagem de crenulação incipiente, submilimétrica a milimétrica, com ângulo interflanco variando de suave a aberto. Essas foliações são bem observadas nos níveis formados por minerais micáceos (4x, nicóis cruzados). (D) A superfície S_n está dobrada, constituindo *shear-folds*, cujos flancos em geral possuem direção NE-SW.

4.3- Aspectos gerais do interior da Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC)

A zona de influência da deformação da ZCC representa uma faixa de largura irregular, da ordem de dezenas a centenas de metros, com direção N40-60E e mergulhos verticais, onde se estabeleceu um processo de deformação progressiva, que coloca lado a lado tectonitos com texturas contrastantes, como protomilonitos, milonitos, ultramilonitos, filonitos, cataclasitos e brechas de falha, o que reflete diferentes estágios de movimentação tectônica da zona de cisalhamento em tempo e ambientes crustais distintos. A faixa pode ser balizada por uma intensa venulação de quartzo,

de alto ângulo, disposta paralelamente a foliação protomilonítica a milonítica.

(a) Deformação dúctil na Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC)

As rochas protomiloníticas (Figura 16A) e miloníticas (Figura 16B) do Complexo Atuba dentro da ZCC são compostas por quartzo, oligoclásio, muscovita, biotita, microclínio e epidoto. Geometricamente apresentam faixas milimétricas a centimétricas, semi-contínuas, com variação composicional, assim como variação de cor entre as bandas.

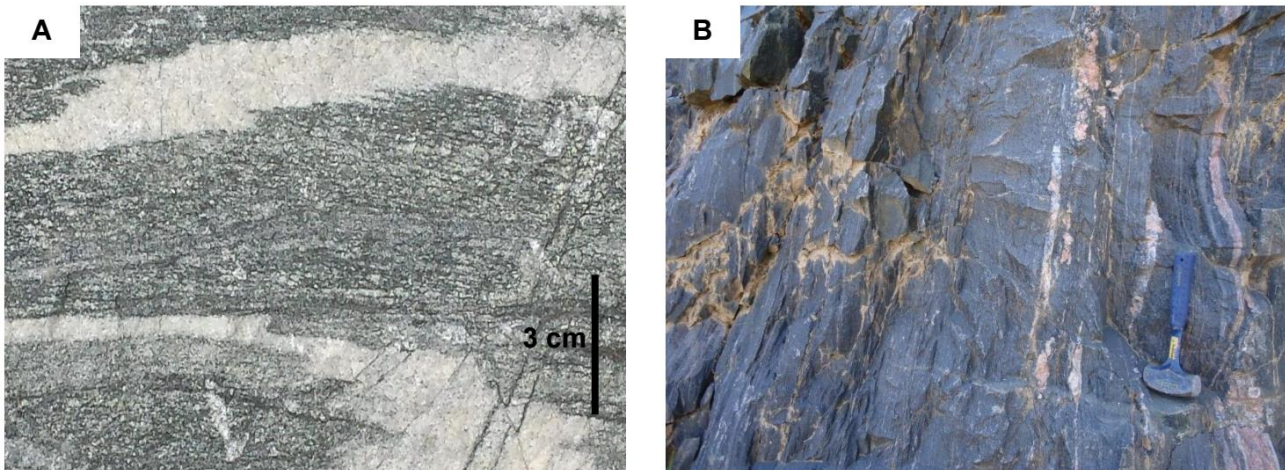


Figura 16 - (A) Metatexito estromático protomilonítico caracterizado pelo forte estiramento de quartzo e feldspatos. (B) Migmatito com textura milonítica, formado por foliação penetrativa, intercalada com leucossoma rosa e branco. Há veios de quartzo brancos paralelos à superfície principal.

Os cristais de quartzo são muito finos a médios, anédricos granulares, com contatos serrilhados. Estão moderadamente orientados (Figura 17A). Há extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e novos grãos. Possuem inclusões de muscovita, zircão e opacos. Os cristais de oligoclásio são finos a médios, anédricos a subédricos prismáticos e estão fracamente orientados. Os contatos são serrilhados e curvos, possuindo extinção ondulante, maclas deformacionais, subgrãos e novos grãos, além de microfraturas. Os cristais de muscovita são muito finos a finos, anédricos a subédricos lamelares, localmente crenulados e com extinção ondulante e inclusões de opacos. Os cristais de biotita são muito finos a médios, subédricos lamelares, com contatos predominantemente retilíneos e ocorrem fortemente orientados (Figura 17B), além de possuírem extinção ondulante e microfraturas. Os cristais de microclínio são muito finos a médios, subédricos prismáticos e não possuem orientação preferencial. Possuem microfraturas, extinção ondulante e formam novos grãos com contatos são retilíneos ou serrilhados, bem como inclusões de zircão e opacos. Os cristais de epidoto são muito finos a finos, anédricos granulares e estão moderadamente orientados. Os contatos são serrilhados que possuem microfraturas, extinção ondulante bem como inclusões de biotita e opacos.

Os cristais de opacos são finos, anédricos granulares e não possuem orientação preferen-

cial e, em geral, encontram-se como inclusão em outros minerais e na matriz da rocha. Os cristais de apatita são muito finos, anédricos granulares e não têm orientação. Os cristais de zircão são muito finos, anédricos granulares, com contatos curvos. Não possuem zoneamento. Os cristais de carbonato, por sua vez, são muito finos, anédricos granulares e não possuem orientação preferencial. Ocorrem em fraturas ou na matriz, enquanto, os cristais de clorita são muito finos, subédricos lamelares e não estão orientados, porém há microfraturas e extinção ondulante. Já os cristais de sericita são muito finos, anédricos e não possuem orientação preferencial.

A foliação protomilonítica ou milonítica S_n (Figura 18A) mostra aspecto anastomosado e é marcada por bandas milimétricas de quartzo e biotita, que contornam porfiroclastos de feldspatos. Possui direção geral NE-SW e mergulho entre 75° e 89° para SE ou NW (Figura 18B). A análise microestrutural dos tectonitos do embasamento mostra mecanismos de recristalização marcados predominantemente por migração de limite de grãos, rotação de subgrãos (Figura 19A) e *bulging* em quartzo e *bulging* em feldspatos (Figura 19B).

Os indicadores cinemáticos como caudas de recristalização do tipo σ contornando porfiroclastos de quartzo, além de estruturas S-C representadas por feições do tipo *fish* em micas e porfiroclastos sigmoidais (Figura 19C) de quartzo sugerem movimentação sinistral

(ver Passchier & Trouw, 2005). As estruturas S-C (Figura 19D) ocorrem em faixas milimétricas a centimétricas, pouco descontínuas, com variação composicional e/ou granulométrica, assim como variação de cor entre as bandas, principalmente quando em rochas alteradas. Localmente os tectonitos se intercalam ou se transformam gradualmente em ultramilonitos. Uma

característica importante nas rochas do Complexo Atuba são as feições dúcteis de achatamento e estiramento (tectonito SL) de porfiroclastos ou matriz (Figura 20). É comum a presença de lineação de estiramento mineral horizontal e levemente inclinada ou oblíqua, formada por grãos de quartzo e feldspatos, com direção geral NE-SW.

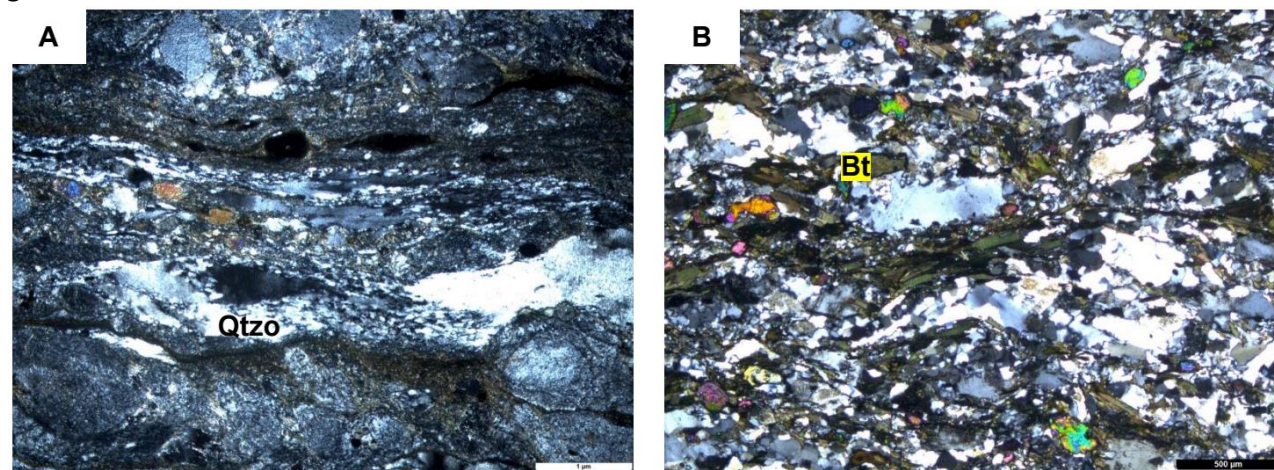


Figura 17 - (A) Cristais orientados e estirados de quartzo (4x, nicóis cruzados). (B) Cristais de biotita com padrão levemente anastomosado e ondulado aparecem moderadamente a fortemente orientados, intercalados com níveis formados principalmente por quartzo, feldspatos e epidoto (4x, nicóis cruzados). Legenda: Qtzo – quartzo. Bt – biotita.

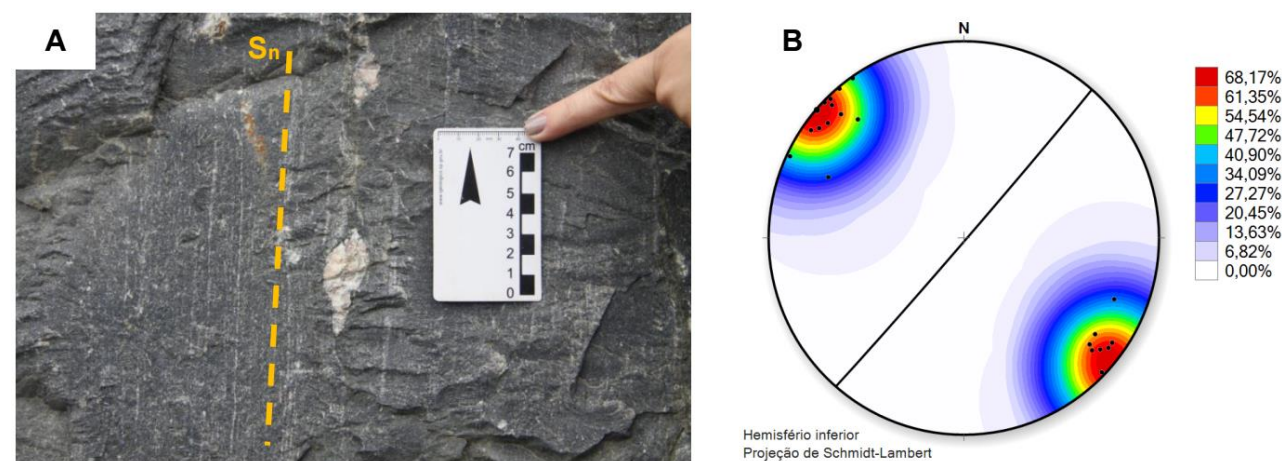


Figura 18 - (A) Foliação S_n formada por estiramento e achatamento de quartzo, epidoto, plagioclásio e feldspato potássico. (B) Diagrama de contorno de polos máximos para a foliação S_n do Complexo Atuba. O plano máximo é N40E/89SE. N=20.

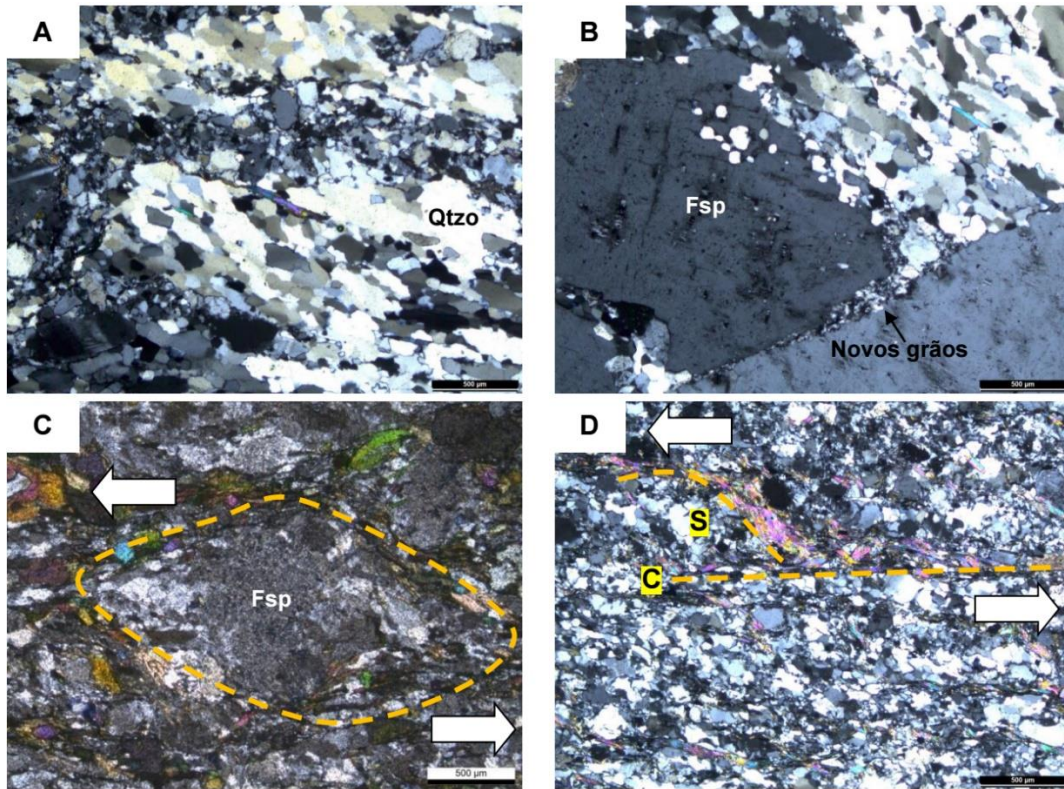


Figura 19 - (A) Foliação oblíqua em quartzo determina rotação de subgrãos e sentido sinistral para a foliação milonítica na ZCC (10x, nicóis cruzados). (B) Novos grãos de feldspatos muito finos a finos localizados nas bordas de porfiroclastos (10x, nicóis cruzados). (C) Sigmoide de feldspato apontando movimento sinistral para a foliação milonítica (10x, nicóis cruzados). (D) Estruturas S-C formadas por minerais micáceos e quartzo indicando cinemática sinistral (10x, nicóis cruzados). Legenda: Qtzo – quartzo. Fsp – feldspato.

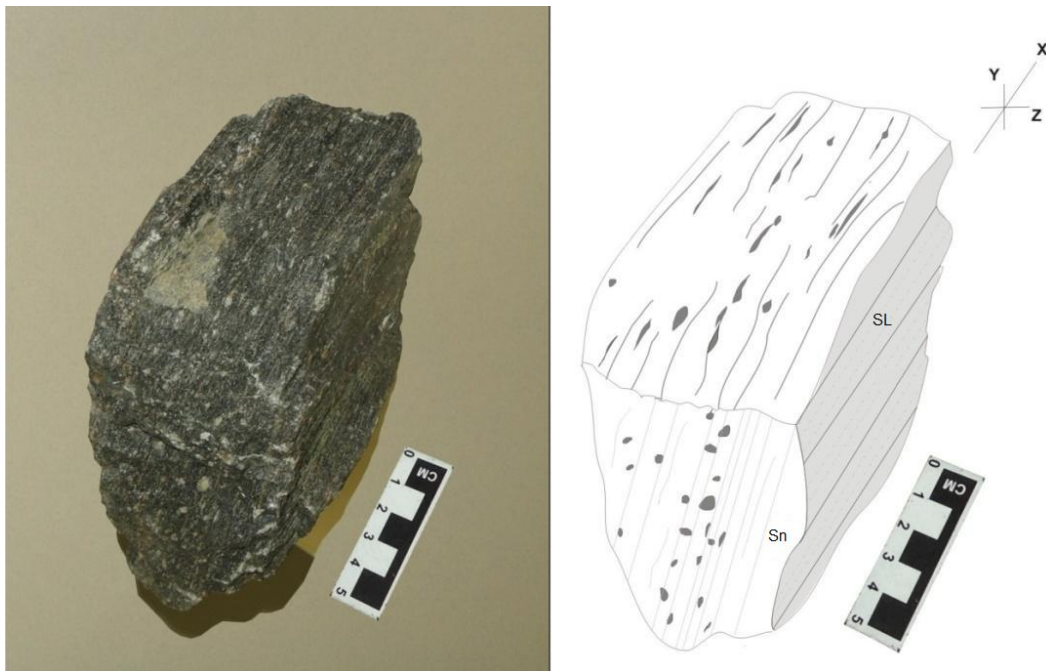


Figura 20 - Relação entre encurtamento e achatamento de porfiroclastos em gnaiss do embasamento (tectonito tipo SL).

De acordo com Baldin et al. (2020c) os milonitos da deformação direcional na ZCC possuem baixo grau metamórfico com textura cristalográfica indicando recristalização de quartzo por meio do deslizamento do sistema

basal <a>. No trabalho daqueles autores as figuras de polo para os feldspatos mostram polos (010) na direção <001> e as figuras de polo para o quartzo exibem plano de deslizamento basal com componente

romboédrico, apontando temperaturas baixas, possivelmente devido a evento retrometamórfico posterior, de fácies xisto-verde, que caracteriza a transição dúctil-rúptil em grãos de quartzo e feldspatos, respectivamente (Fossen & Cavalcante, 2017; Baldin et al., 2020c). Igualmente há alteração em feldspatos, hornblenda e biotita e recristalização de quartzo de segunda geração, o que está em acordo com rejuvenescimento tectono-metamórfico observado por Fuck et al. (1967), Siga Junior et al. (1995) e Sato et al. (2003). As grandes concentrações de minerais secundários, como sericita, epidoto, clorita e carbonato, encontrados em protomilonitos e milonitos do Complexo Atuba, sugerem um processo de metassomatismo relacionado à ZCC. Assim sendo superfície S_n pode estar relacionada à fase transcorrente-transpressiva, vinculada aos processos finais do Cinturão Ribeira, sendo que o seu desenvolvimento provavelmente se processou em regimes dúcteis.

Nas rochas metassedimentares afetadas pela zona de cisalhamento são comumente encontrados filonitos (Figura 21A) e milonitos. Apresentam granulação fina e colorações em tons que variam de cinza a marrom avermelhado. Os filonitos são verificados principalmente a noroeste da ZCC, nas proximidades de Campo Magro.

A petrografia dos filonitos metassedimentares indicam paragênese constituída por quartzo, sericita, clorita e opacos, quase sempre intercalados aos níveis de manganês. Apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica, definida pela orientação de sericita e quartzo. Os porfiroclastos de quartzo, sericita e filmes de opacos estão dispostos segundo planos contínuos (Figura 21B). O quartzo quase sempre é bimodal, ocorre como microlitons estirados e/ou achatados paralelos à foliação. As microestruturas de deformação identificadas são extinção ondulante e novos grãos por processo recristalização por *bulging*.

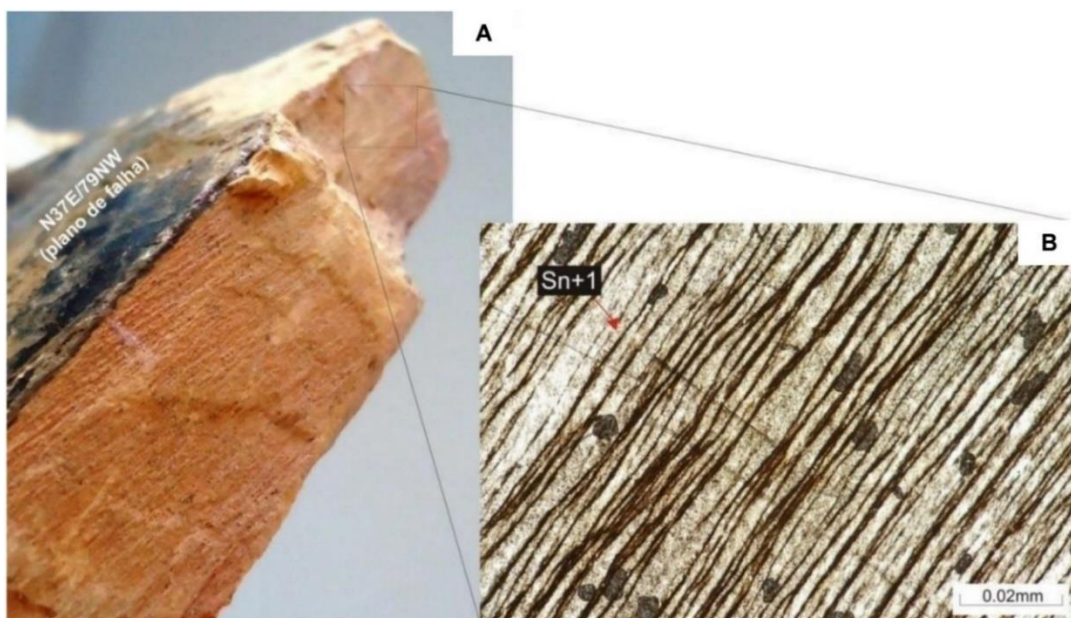


Figura 21 - (A) Filonito de cor marrom avermelhado e granulação fina, composto principalmente por quartzo e sericita. (B) Os minerais encontram-se orientados em planos paralelos e contínuos, definindo a foliação de alto ângulo. Obs: as manchas arredondadas correspondem a efeitos de bolhas geradas na confecção da lâmina (10x, nicóis paralelos).

A foliação dos metassedimentos na ZCC com textura filonítica (Figura 22A) é definida pela orientação de sericita e/ou clorita e porfiroclastos de quartzo estirados e/ou achatados, por vezes intercalados com níveis

de manganês em planos anastomosados, com mergulhos verticais, segundo a direção NE-SW (Figura 22B). A foliação ocorre concentrada em faixas de largura variável e pode se tratar de uma superfície de

transposição, de regime dúctil, obliterando a foliação reliquiar S_n que podem se apresentar

em ângulos menores e com *shear-folds* (Figuras 23 A e B).

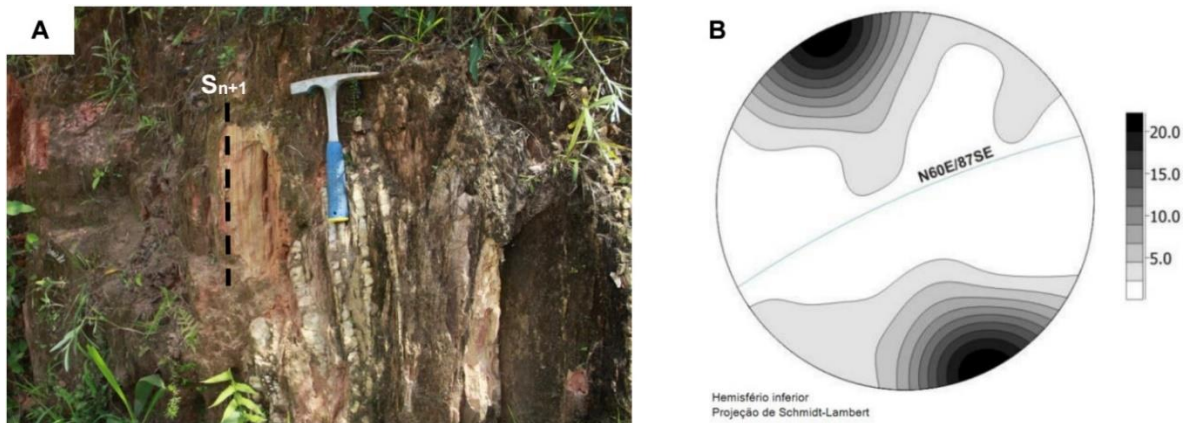


Figura 22 - (A) Filonito definidos pela orientação de grãos de quartzo achatados e minerais micáceos orientados. Há veios de quartzo leitoso e espessura centimétrica paralelos à superfície. (B) Diagrama de contorno de polos máximos para a foliação. $N = 69$.

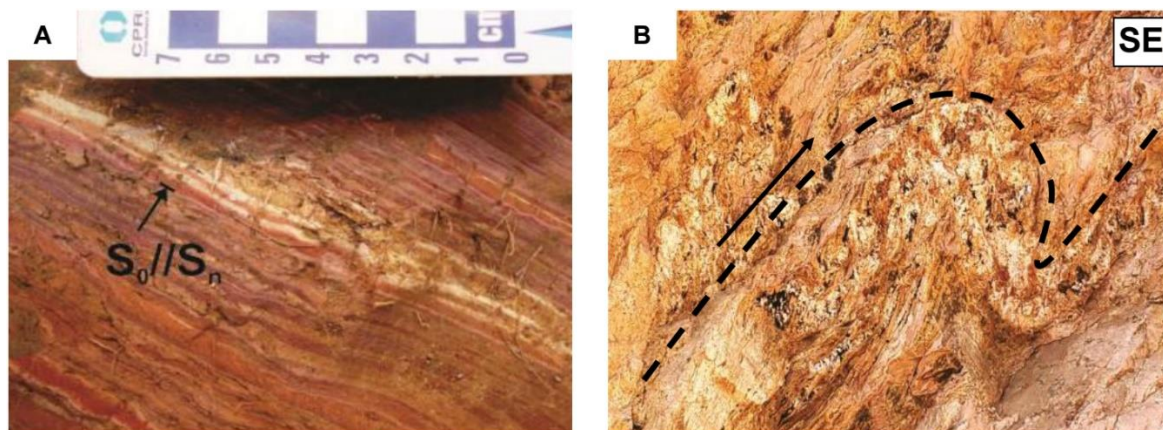


Figura 23 - (A) Acamamento reliquiar (S_0) paralelo à clivagem ardosiária (S_n). (B) Dobras do tipo *shear folds* com vergência para SE.

(b) Deformação rúptil da Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC)

A superposição de feições rúpteis às características dúcteis pode ser evidenciada por estruturas em flor de magnitude métrica (Figura 24A e B), falhas (Figura 25A), juntas (Figura 25B) e zonas de cisalhamento com geração de brechas de falhas, gouges, protocataclasitos e cataclasitos. Os planos de falha são lisos a rugosos, subverticais, métricos a hectométricos, podendo ressaltar *steps*, *slickenlines* (Figura 25C) e *slickensides* métricos. Estes são preenchidos principalmente por óxidos, quartzo (Figura 25D) e calcita, além de subordinadamente *gouges* de granulação muito fina. As principais famílias de fraturas e falhas estão direcionadas para N70-80W, N30-40W, N0-10W e N50-60E (Figura 25E). As famílias de

fraturas em escala de afloramento ocorrem de forma espaçada e em posição oblíqua ou subparalela em relação à foliação S_n . De uma forma geral, apresentam direções que variam entre NE-SW e ENE-WSW (Figura 25F). Seus planos são normalmente retilíneos, de espessura submilimétrica a milimétrica, acompanhados quase sempre por cataclasitos. As estruturas rúpteis, atribuídas à fase D_n tardia, são verificadas na zona de prejuízo (damage zone) da ZCC. Os principais mecanismos rúpteis observados são o fraturamento e o *dissolution-precipitation creep*, como constatou Cabrita et al. (2017). De uma forma geral, essas estruturas exibem direção geral NE-SW, alto ângulo de mergulho e ocorrem de forma subparalela à foliação S_n .

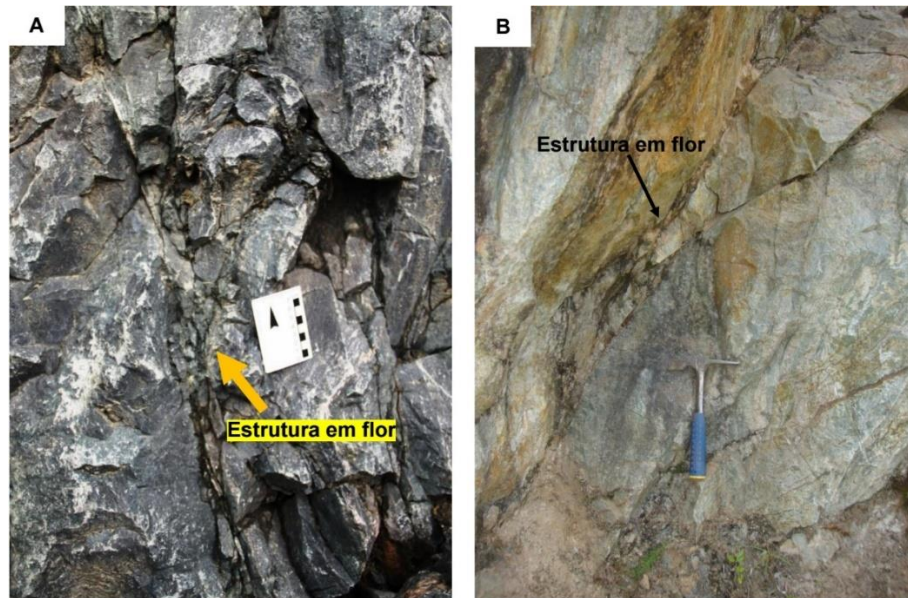


Figura 24 - (A) Falha transcorrente materializada pela estrutura em flor negativa de direção NE-SW. (B) Falha em flor positiva do tipo tulipa.

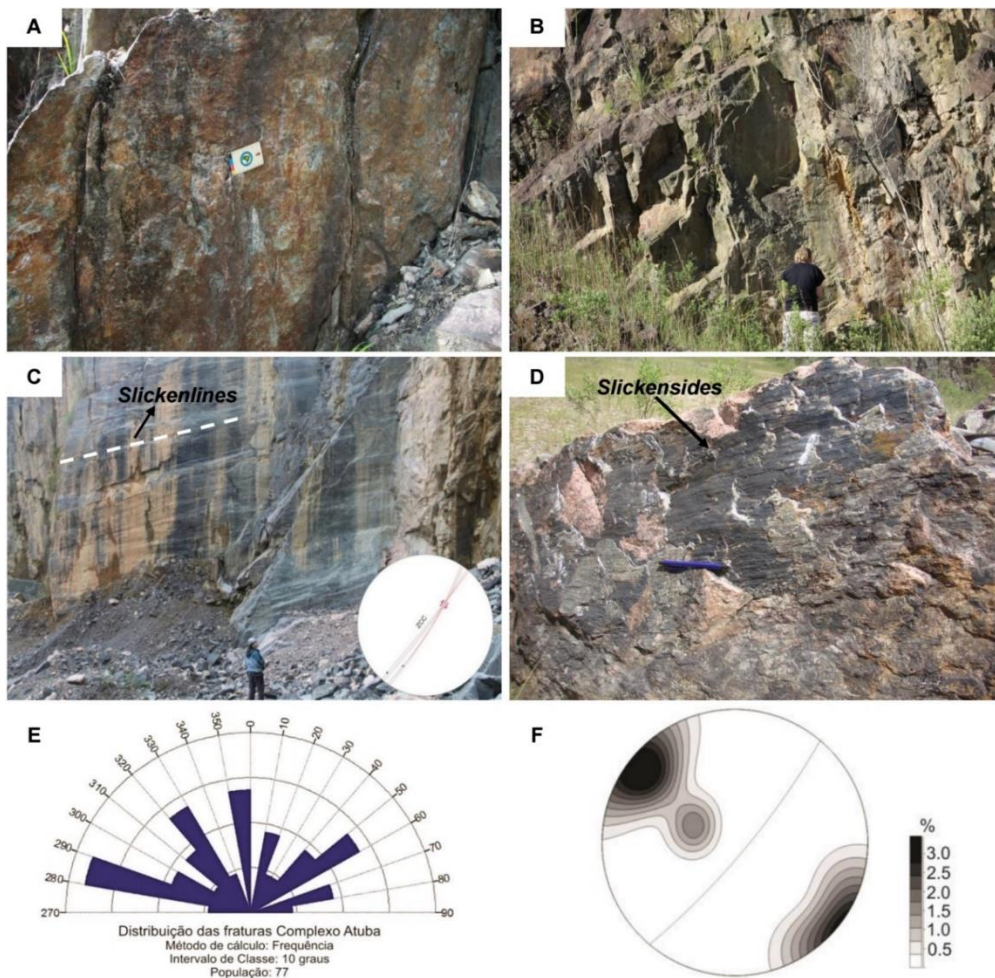


Figura 25 - (A) Plano de falha transcorrente de direção principal NE-SW em gnaíse do Complexo Atuba. (B) Juntas fechadas, planares, métricas a decamétricas, oblíquas, paralelas, regularmente densas, lisas e preenchidas com óxido de ferro. (C) Planos de falha NE-SW paralelas à foliação S_n . Detalhe para as megaestrias (*slickenlines*) subhorizontais e espelho de falha decamétrico. (D) Aspecto de *slickensides* em recristalização de quartzo em espelho de falha decimétrico. (E) Principais direções de fraturas ao longo da ZCC. Diagrama de roseta de fraturas do Complexo Atuba. (F) Diagrama de contorno de polos máximos para as falhas na ZCC Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 77.

Nas rochas do embasamento há bandas de cisalhamento rúptil (Y) de direção N45E/80NW, com fraturas escalonadas de orientação N82W/77SW (R') e N70E/85SE (T), remetendo a uma cinemática dextral (Figura 26), também confirmada por outros indicadores cinemáticos como terminações em rabo de cavalo (Figura 27A). O padrão de fraturas escalonadas pode imprimir na rocha uma geometria anastomosada (Figura 27B). As bandas de cisalhamento se repetem a cada 4 ou 3 metros. Entre os planos (Y) encontram-se brechas de falha preenchidas por calcita. Há veios de quartzo leitosos (Figura 28A), centimétricos a métricos, de direção NE-SW e

alto ângulo de mergulho, paralelo à foliação milonítica S_n (Figura 28B).

Os protocataclasitos ou cataclasitos são cinza claros a escuros, granulação fina a média e são compostos por feições de cominuição e cataclase. São formados por plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita, sericita, hornblenda, minerais opacos e óxido de ferro. Em alguns locais podem ocorrer fluxos cataclásticos com direção N60E, paralelos a subparalelos à foliação S_n de rochas observadas no Complexo Atuba.

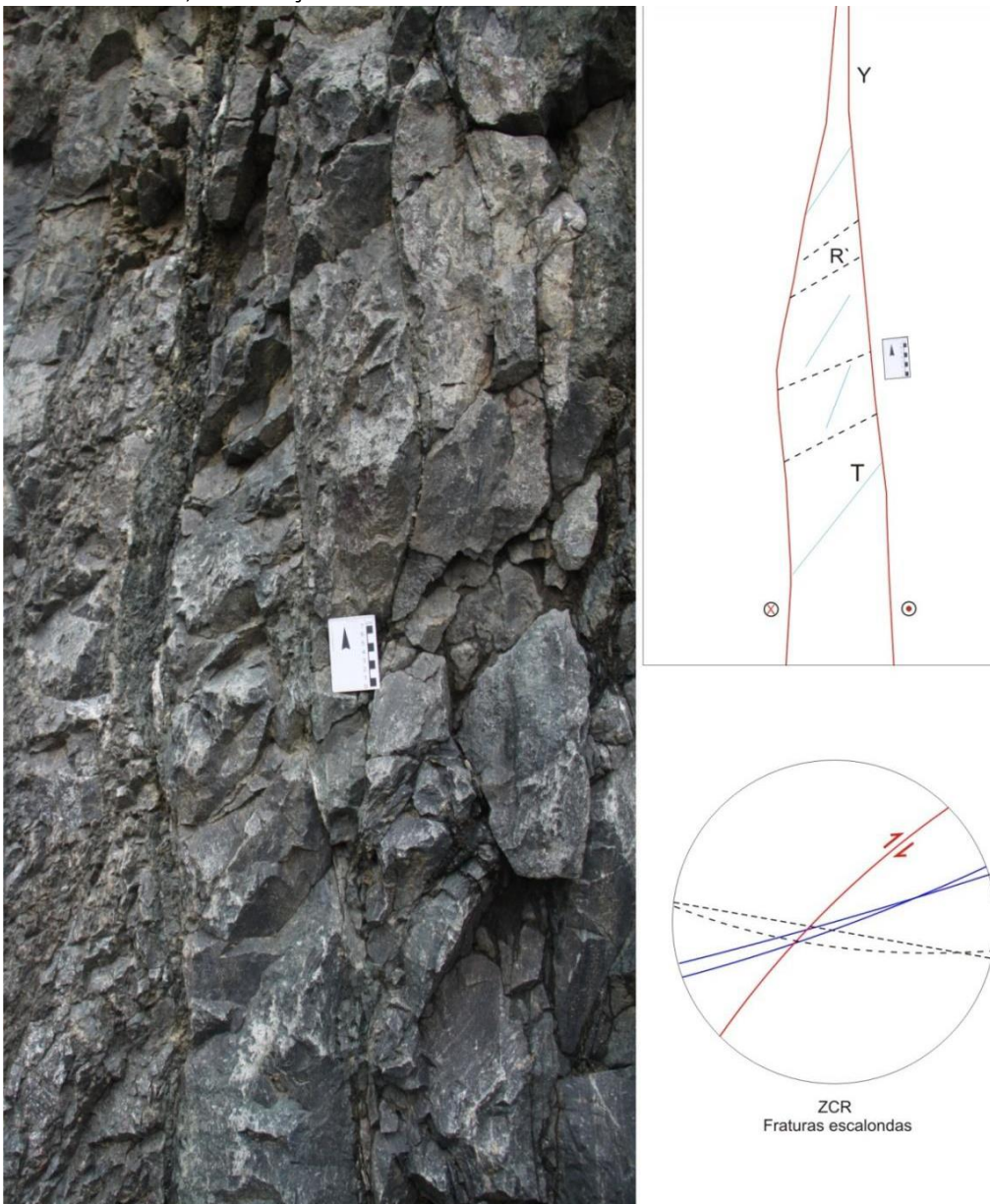


Figura 26 - Banda de cisalhamento rúptil aplicada ao modelo de fraturas escalonadas de Riedel.

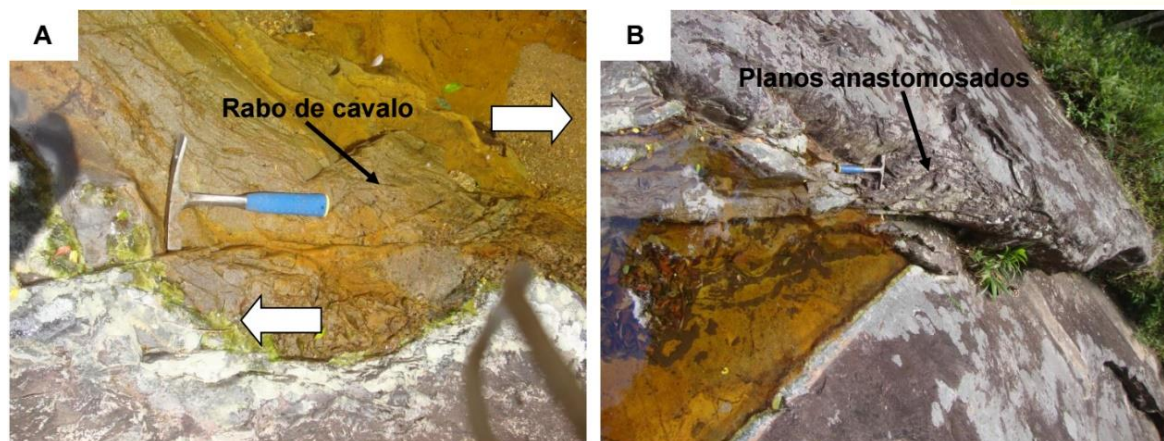


Figura 27 - (A) Terminação em rabo de cavalo indicando cinemática dextral. (B) Fraturas escalonadas com geometria anastomosada.

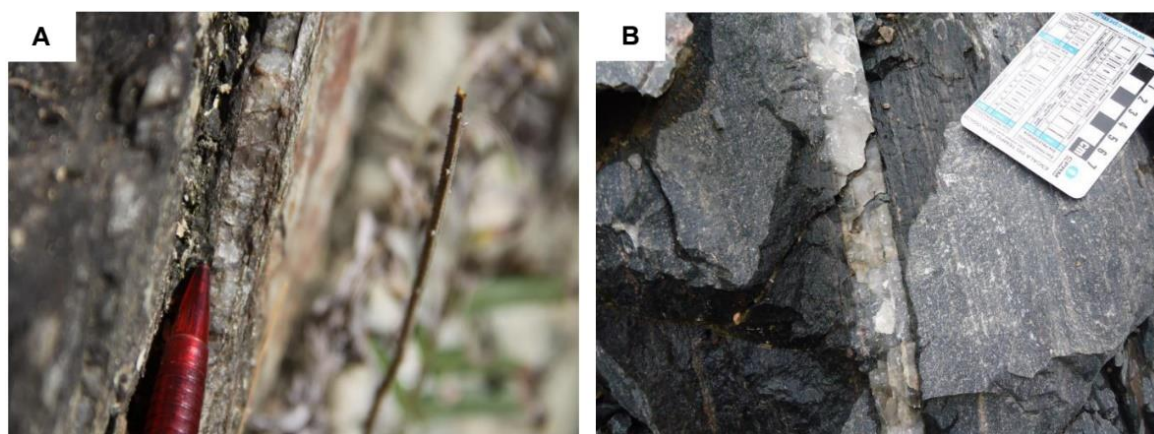


Figura 28 - (A) Veio de quartzo branco, de espessura centimétrica e levemente foliado. (B) Veio de quartzo paralelo à foliação S_n .

Em nível microscópico o cisalhamento rúptil da ZCC é representado por porfiroclastos de plagioclásio (Figura 29A) e microclíneo poli-modais, subangulosos e fraturados, envolvidos por uma matriz difusa, composta por microcristais de quartzo, feldspato e sericita. Os cristais de quartzo encontram-se angulosos (Figura 29B) e fragmentados em meio à matriz muito fina composta por minerais filossilicáticos e óxido de ferro. Podem apresentar extinção ondulante e ocorrem subparalelos à foliação milonítica. As lamelas de biotita apresentam microfraturas e clivagens curvas apresentando-se fortemente alteradas para sericita e opacos. Os cristais de hornblenda possuem bordas alteradas para biotita e se encontram intensamente cataclasados em planos de clivagem de fratura. Os minerais opacos são finos a médios, anédricos granulares, ocorrem de forma aleatória e exibem microfraturas abertas ou fechadas. O óxido de ferro é caracterizado pela cor laranja e aparece como alteração da biotita e opacos.

A deformação rúptil superimposta à deformação dúctil no Grupo Capiçu é representada por juntas e falhas transcorrentes subverticais, onde se formam cataclasitos. Localmente é observado fraturamento hidráulico, brechas e veios hidrotermais direcionados entre as direções N40-70E.

As fraturas são oblíquas ou paralelas entre si, regularmente densas, lisas, planares, fechadas e de persistência métrica. Apresentam direções principais para N40-50E e N50-70W (Figuras 30A e 30B), com dimensões métricas até hectométricas. Os planos podem estar preenchidos por óxidos, quartzo e sericita, possuem espessura milimétrica a centimétrica estão associadas à cataclase ou cominuição de grãos (Figura 31). Os planos de falhas são direcionais, lisos, abertos ou fechados, regularmente densos e planares. O preenchimento dos planos pode ocorrer por carbonato, quartzo e óxidos.

O estereograma de dados de falhas transcorrentes (Figura 32) mostra dois trends principais: o trend que varia entre N30-70E, e

o trend com direções que variam entre N45-70W.

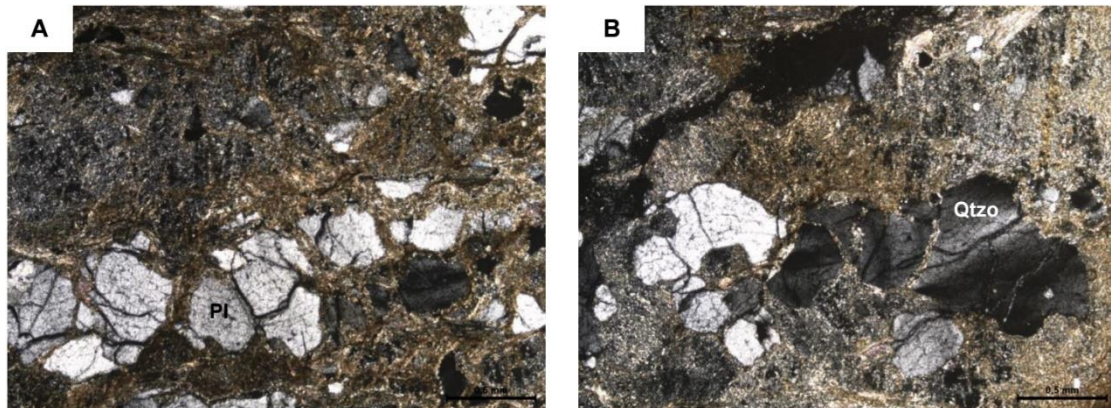


Figura 29 - Fotomicrografias mostrando feições de fluxo cataclástico. (A) Porfiroclastos de plagioclásio fraturados em meio à matriz caótica polimodal (10x, nicóis cruzados). (B) Cristais angulosos de quartzo distribuídos de forma assimétrica, com pequena variação do tamanho de grão (10x, nicóis cruzados). Legenda: PI – plagioclásio. Qtzo – quartzo.

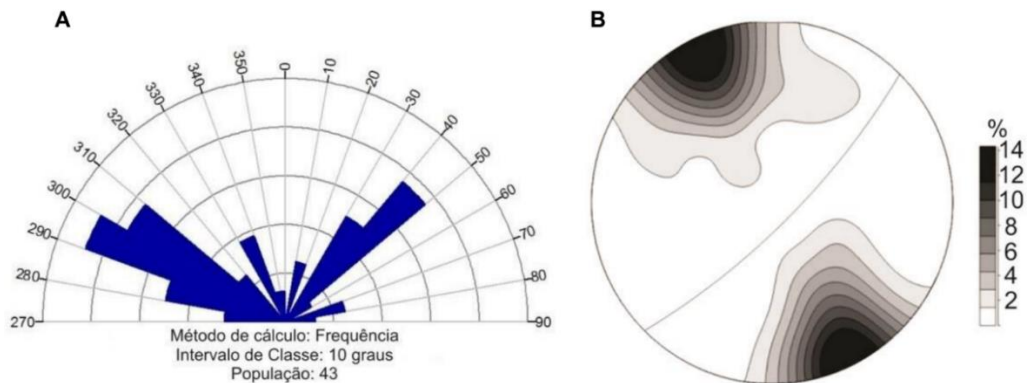


Figura 30 - (A) Diagrama de rosetas de fraturas para o Grupo Capiru. (B) Diagrama de polos de clivagem de fratura. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 69.

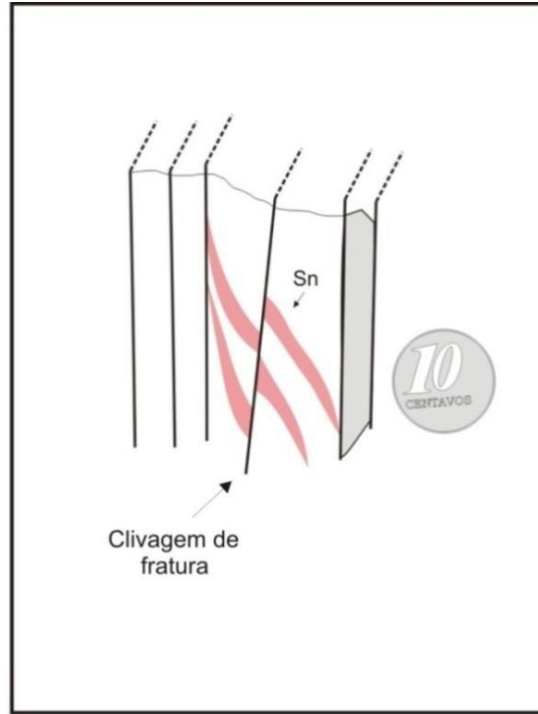


Figura 31 - Juntas de cisalhamento, milimétricas e fechadas, de direção N70E/83NW. Feição característica da fase rúptil da ZCC.

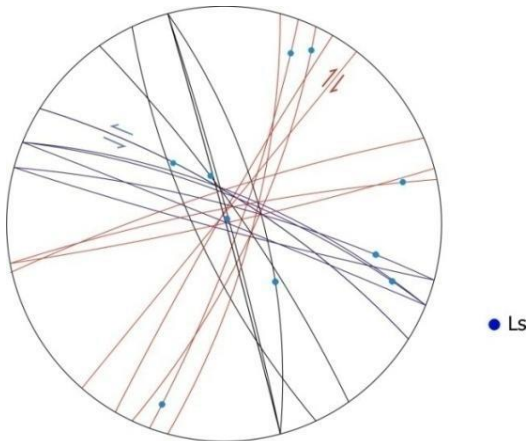


Figura 32 - Estereograma com os sistemas de falhas transcorrentes descritos no Grupo Capiru.

Em escala microscópica as rochas com textura cataclástica são compostas por quartzo, feldspatos, biotita, sericita e opacos. Apresen-

tando minerais angulosos a subangulosos, cominuídos, polimodais, microfraturados, alterados e rotacionados. A estrutura pode ser maciça ou na forma de fluxo cataclástico, com forte orientação dos filossilicatos, quartzo e feldspatos (Figura 33A).

Os cristais de quartzo são finos a grossos, granulares, anédricos, com contatos irregulares e curvos. Mostram microfraturas, extinção ondulante (Figura 33B) e novos grãos (Figura 33C). Os cristais de feldspatos são finos a médios, anédricos a subédricos, prismáticos ou granulares, com contatos curvos (Figura 33D) e possuem microfraturas.

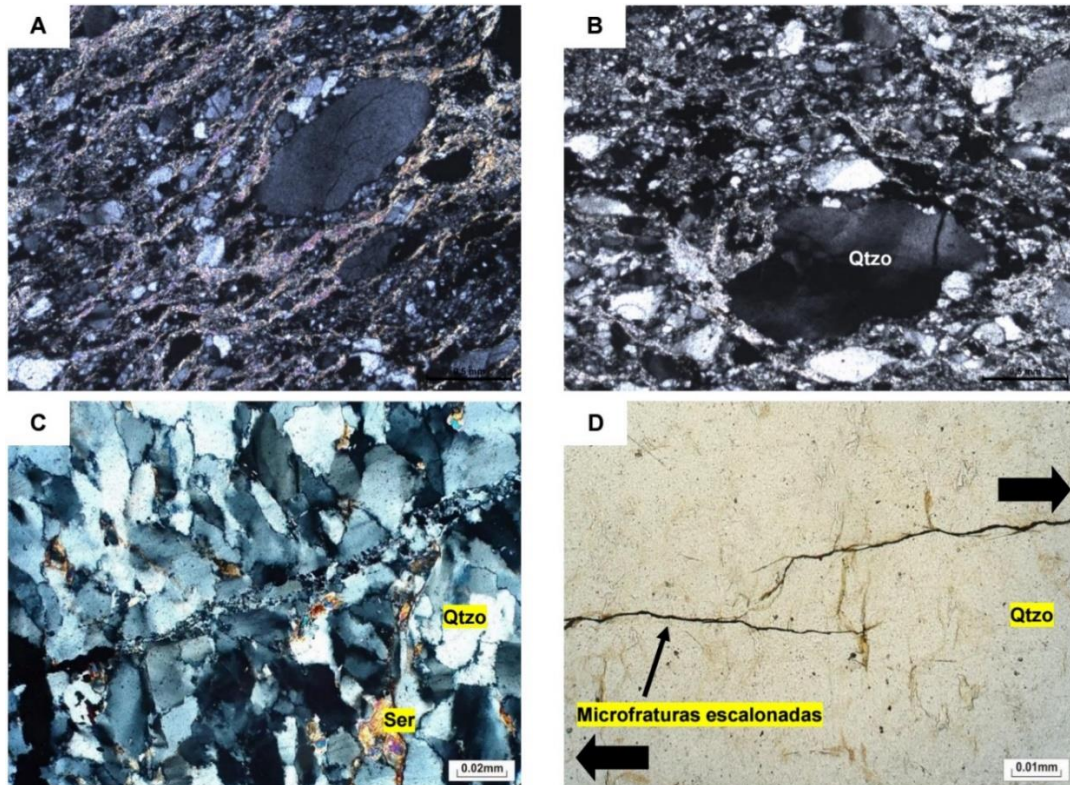


Figura 33 - (A) Fluxo cataclástico definido por forte orientação de micas, quartzo e feldspatos (10x, nicóis cruzados). (B) Porfiroclasto de quartzo com extinção ondulante (10x, nicóis cruzados). (C) Cominuição e recrystalização do quartzo associado às microfaturas (10x, nicóis cruzados). (D) Microfaturas escalonadas e fechadas, indicando cinemática dextral para a fase rúptil (10x, nicóis cruzados).
Legenda: Qtzo – quartzo. Ser – sericita.

Veios de quartzo (*Figura 34A*) ocorrem de forma isolada ou como enxames de até 2 m de largura nas zonas de concentração de deformação. O estereograma de polos dos veios de quartzo (*Figura 34B*) revela concentração máxima no quadrante NE-SW,

onde a atitude média é N60E/80NW. São observadas dispersões, menores no quadrante NW do que no quadrante SE. Os veios podem ocorrer paralelos à foliação S_n (*Figura 35A*) e dobrados (*Figura 35B*).

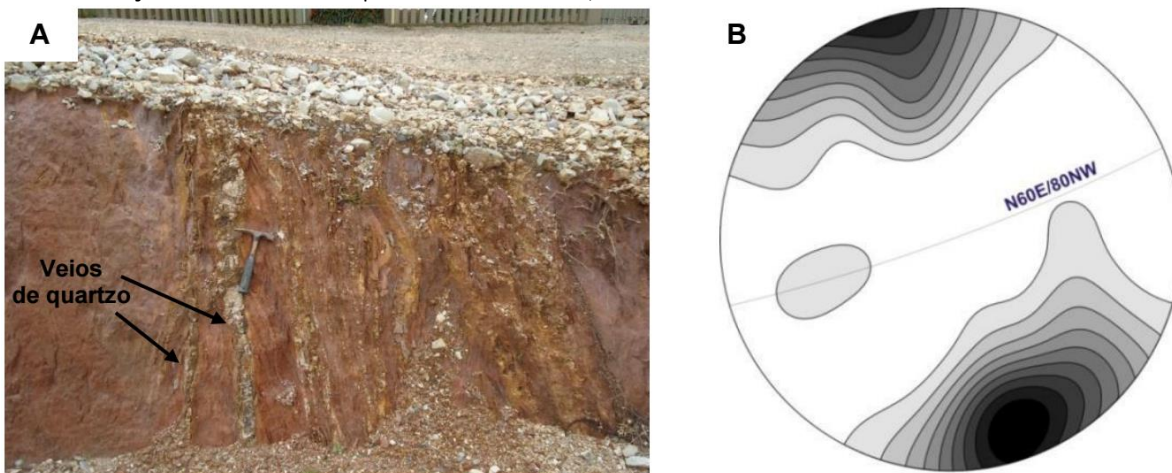


Figura 34 - (A) Veios de quartzo associados à ZCC. (B) Diagrama de polos para os veios de quartzo. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 45.

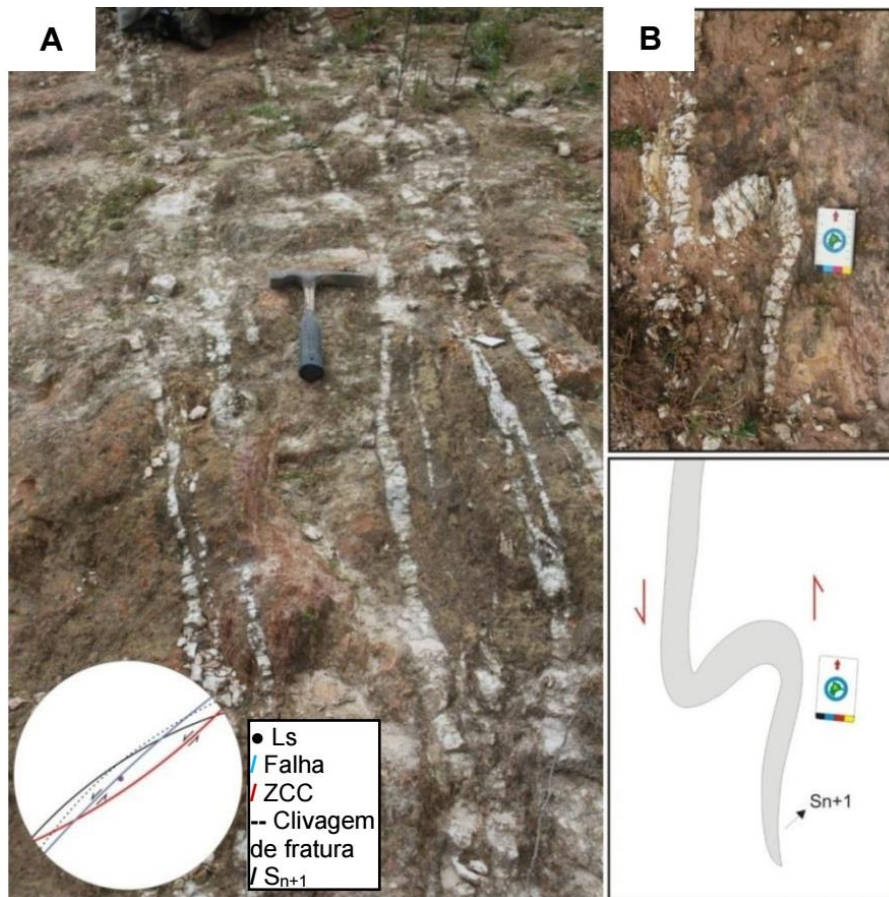
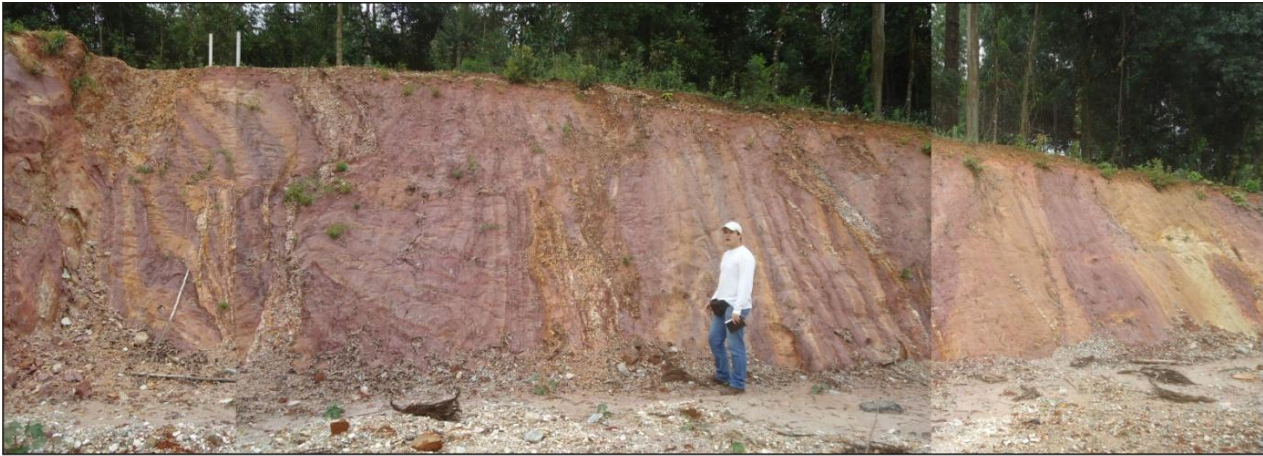


Figura 35 - Aspectos do cisalhamento dúctil-rúptil da ZCC. (A) Veios de quartzo paralelos à foliação S_{n+1} . (B) Veio de quartzo dobrado sugerindo cinemática sinistral para a foliação S_{n+1} . Detalhe para a projeção estereográfica que revela o paralelismo entre as estruturas dúcteis e rúpteis.

Ainda no Grupo Capiru há juntas de cisalhamento de caráter subordinado, fraturas extensionais preenchidas por quartzo

(Figura 36), estruturas em flor, falhas inversas e falhas normais.



30

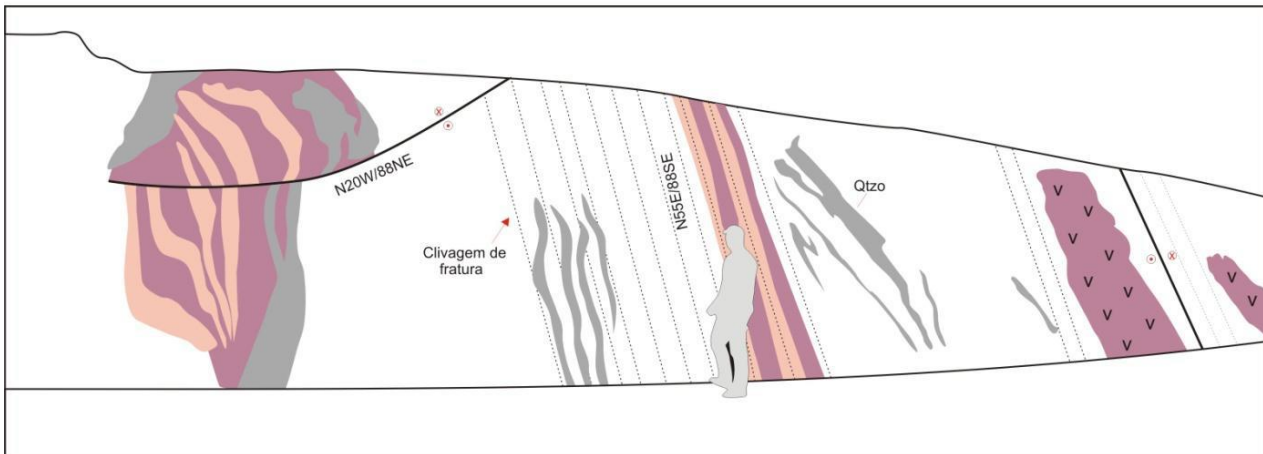


Figura 36 - Juntas de cisalhamento expressivas, característica da fase rúptil da ZCC, de direção N70E/83NW.

5 – DISCUSSÕES

As unidades supracrustais da Faixa Ribeira representam o cinturão orogênico dos segmentos sul e central da Província Mantiqueira (Hasui et al., 1975; Almeida et al., 1977; Almeida & Hasui, 1984; Brito Neves & Cordani, 1991; Heilbron et al., 2000). Sua evolução se deu entre o final do Mesoproterozoico até o início do Eopaleozoico, abrangendo o ciclo orogênico Brasileiro I, II e III.

Vários autores demonstraram a complexidade do padrão estrutural da área (Sadowski, 1984; Basei, 1985; Sadowski & Motidome, 1987; Fassbinder, 1990; Fiori, 1991; Campanha, 1991; Fiori, 1992; Salamuni et al., 1993; Salamuni, 1995; Ebert & Hasui, 1998; Campos Neto, 2000; Campanha, 2002; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2011; Passarelli et al., 2011; Baldin et al., 2020b).

Os dados de campo mostram que as relações tanto entre as foliações do Complexo Atuba - embasamento gnáissico-graníticos – e as do Grupo Capiru - supracrustais formadas como *back-arc* (Fiori & Gaspar, 1993; Leandro, 2016; Santos et al., 2021) - são resultados de sucessivos pulsos de deformação progressivos a partir da formação do cinturão orogênico. Em função da estreita proximidade, a Zona de Cisalhamento Curitiba seria uma zona de cisalhamento subsidiária da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão no contexto do Sistema Transcorrente Lancinha (STL; Fiori 1992). Nesse sentido, as observações e hipóteses desenvolvidas em nosso trabalho ratificam a proposta de Fassbinder (1990) que havia apontado a existência de um evento de cisalhamento transcorrente dúctil nas rochas do Complexo Atuba diretamente afetadas pela ZCC (Brasiliano II). Esta tectônica é responsável pela geração de protomilonitos e

milonitos associados ao metamorfismo de fácies anfibolito.

O Quadro 1 mostra uma síntese das estruturas formadas no processo de fechamento da Bacia Açungui que se deu por meio de cisalhamento simples de baixo ângulo em um regime compressivo

originando cavalgamentos e dobras associadas (*thrust fold belt*). A compressão deforma igualmente parte do embasamento e as unidades sedimentares supracrustais, originando-se, assim, o Supegrupo Açungui, além de outras unidades geológicas.

Quadro 1 - Síntese das fases de deformação pretéritas (Paleoproterozoico) e associadas à Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) (Neoproterozoico a Cambriano).

Era	Fase/Unidade/Ciclo	Estrutura mesoescala	Deformação / Tectônica
Neoproterozoico a Cambriano	D _{n+1} (tardio) – Complexo Atuba e Grupo Capiru Brasileiro III Deformação na ZCC	Brechas, juntas, falhas transcorrentes dextrais, estruturas em flor	STL – rúptil Modelo de fraturamento tipo Riedel
Neoproterozoico	D _{n+1} - Complexo Atuba e Grupo Capiru Brasileiro II Deformação na ZCC	Protomilonitos a milonitos com foliação de alto ângulo (nível estrutural inferior-médio) de direção geral NE-SW a ENE-WSW e indicadores cinemáticos sinistrais	STL – dúctil transpressional S _{n+1}
Neoproterozoico	D _n (tardio) – Grupo Capiru Brasileiro II	Dobras métricas a decamétricas, horizontais, abertas a fechadas, com geração de foliação ou clivagem plano-axial local	SDA Cisalhamento puro tardio - S _n
Neoproterozoico	D _n – Complexo Atuba e Grupo Capiru Brasileiro II	Falhas de cavalgamento com geração de foliação de baixo a médio ângulo de mergulho e direção NE-SW	SCA Cisalhamento simples (<i>thrust-fold belt</i>) - S _n
Paleoproterozoico	D _{n-1} – Complexo Atuba Transamazônico	Gnaisses bandados com processo de migmatização generalizado. Bandamento de direção geral NW-SE e shear-folds locais	Cisalhamento simples de baixo ângulo (<i>thrust belt</i>) S _{n-1}

SCA – Sistema de Cavalgamento Açungui; SDA – Sistema de Dobramento Apiaí; STL – Sistema de Transcorrência Lancinha

As estruturas S₀ e S_n do Grupo Capiru, atribuídas à fase D_n, são percebidas fora da faixa de maior deformação da ZCC. A deformação detectada na área é decorrente de cisalhamento simples dúctil e pode ser atribuída à tectônica tangencial, durante a fase compressiva, correlata ao Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA; Fiori, 1992) e à

fase D₃ de Faleiros et al. (2016), que redundou em cavalgamentos pervasivos e do tipo duplex (Fiori, 1992). A deformação nessa fase gerou um horizonte de transposição de médio a baixo ângulo de mergulho e de espessura ainda indeterminada e forma heterogênea.

O Sistema de Dobramento Apiaí (SDA; Fiori, 1991) é notado na região por dobras abertas (Figura 15A) a fechadas, métricas a decamétricas (Figura 15B), que são desenhadas pelas foliações S_0 e S_n . Essas dobras são visualizadas fora da área de influência da ZCC e correspondem às dobras da fase F_2 de Hasui et al. (1975). Esse episódio corresponde a uma fase tardia (D_n tardio) em relação à geração das foliações S_0 e S_n e, conseqüentemente, do Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA). Os dobramentos possivelmente foram formados a partir da tectônica compressiva no Neoproterozoico, ligada ao cisalhamento puro.

Os dados apresentados mostram que a história evolutiva da ZCC está associada à fase de deformação D_{n+1} , com o desenvolvimento de um regime transcorrente-transpressivo, típico de um escape lateral associado com movimento inverso, relacionado ao Sistema Transcorrente Lancinha (STL; Fiori, 1992) e à fase D_6 de Faleiros et al. (2016). Em profundidade a deformação de terceira fase do Grupo Capiru apresenta caráter dúctil e dúctil-rúptil, gerando em nível médio de

crosta a foliação S_{n+1} (Figura 21B) e, na superfície e em nível raso de crosta, estruturas francamente rúpteis materializadas como clivagem de fratura de variadas escalas (Figura 39), onde há uma profusão de veios de quartzo que seccionam as rochas metassedimentares. Também estão representados por planos de falha métricos até decamétricos e fraturas de diferentes direções. A cinemática das falhas direcionais é dextral ao final do processo de deformação, no Brasiliano III, como já definido por Fiori (1991, 1992). Microfraturas escalonadas também apontam cinemática dextral para a fase rúptil (Figura 33D).

A foliação S_{n+1} é observada com mais intensidade na porção interna à ZCC. É marcada pela crenulação da clivagem ardósiana (S_n) ou por uma superfície penetrativa definida pela orientação de sericita e/ou clorita e grãos de quartzo estirados e/ou achatados. A orientação geral é NE-SW (Figura 22B), com mergulhos médios a verticais. Os indicadores cinemáticos mostram sentido sinistral para a foliação S_{n+1} (Figura 37A e B).

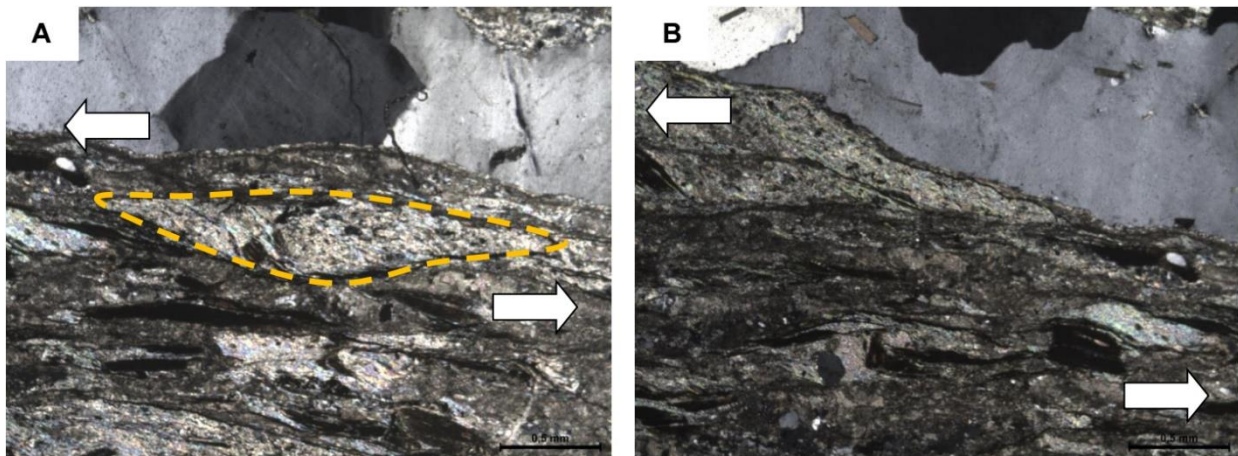


Figura 37 - (A) Sigmoide milimétrico formado por sericita evidenciando movimento sinistral (10x, nicóis cruzados). (B) Filonito constituído por feições assimétricas de sericita, mostrando cinemática sinistral (10x, nicóis cruzados).

A foliação milonítica S_{n+1} do Complexo Atuba pode estar relacionada com a foliação S_{n+1} do Grupo Capiru, pois apresentam características estruturais semelhantes, tais como direção principal NE-SW e mergulhos médios a altos, aspecto anastomosado, estiramento e

achatamento de minerais, presença de dobras e indicadores cinemáticos sinistrais. Essa foliação pode ter sido gerada no Sistema Transcorrente Lancinha (STL). As feições rúpteis dextrais identificadas nas duas unidades também podem estar associadas ao STL, sugerindo uma deformação progressiva

entre estruturas dúcteis e rúpteis. Nossa interpretação, a partir dos dados levantados, é que a ZCC iniciou sua atividade com movimento sinistral enquanto sua deformação se processava em profundidade e em regime dúctil, sendo posteriormente reativada com cinemática dextral durante sua deformação rúptil. A cinemática dextral para a fase rúptil corrobora com interpretações de Fassbinder (1990) e Fiori (1991). Os resultados do presente trabalho sugerem que o estilo estrutural é transcorrente-transpressivo e está ligado ao Sistema Transcorrente Lancinha (STL) de Fiori et al. (1987).

Embora o modelo de Fiori (1992) tenha sido determinado na área de influência da Grupo Capiru, o mesmo se aplicaria para a foliação S_n observada nas rochas do Complexo Atuba (Quadro 1). O resultado final da deformação finita pode ser considerado à luz do modelo de Ebert & Hasui (1998), visualizado na Figura 39.

Na zona de influência da deformação da ZCC que representa uma faixa de largura irregular, se estabeleceu um processo de deformação progressiva que coloca lado a lado tectonitos

com texturas contrastantes, como milonitos, filonitos, protomilonitos, cataclasitos e brechas de falha, o que reflete diferentes estágios de movimentação da zona de cisalhamento em tempo e ambientes crustais diferentes. O padrão estrutural macroscópico da ZCC é resultado de uma superposição entre eventos de cisalhamento dúctil (Figura 38A) e de cisalhamento rúptil (Figura 38B), ambos de médio a alto ângulo, caracterizados por tectônica direcional. Assim sendo, nós interpretamos que o contato do Grupo Capiru e o Complexo Atuba é tectônico.

A ZCC trata-se de uma zona transicional de descolamento (detachment), que também pode ser definida como uma tectonofácies, já demonstrada anteriormente por outros autores na Antiforma do Setuva, mais a norte-nordeste da área de estudo (Althoff & Fiori, 1991; Mesquita et al., 2013). O ajuste tectônico se deu por meio de uma zona transpressional relativamente estreita. Nossa hipótese está de acordo com o que tem sido interpretado na porção sul da Faixa Ribeira (Fassbinder, 1990; Salamuni, 1995; Fiori, 1995; Passarelli et al., 2011; Faleiros et al. 2016).

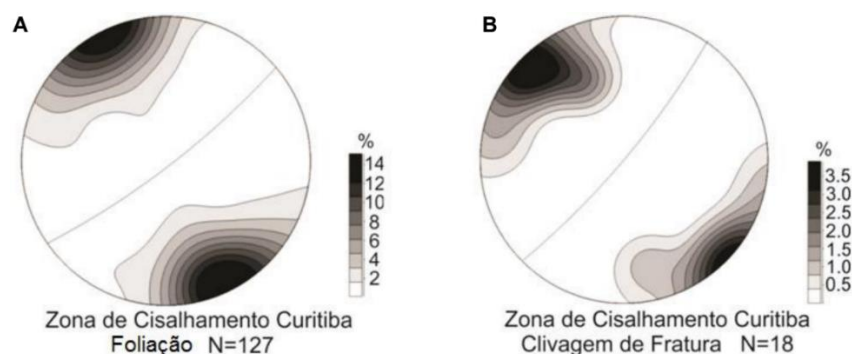


Figura 38 - (A) Diagrama estrutural da foliação milonítica para a ZCC. (B) Diagrama de contorno de polos máximos para a clivagem de fratura na ZCC. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

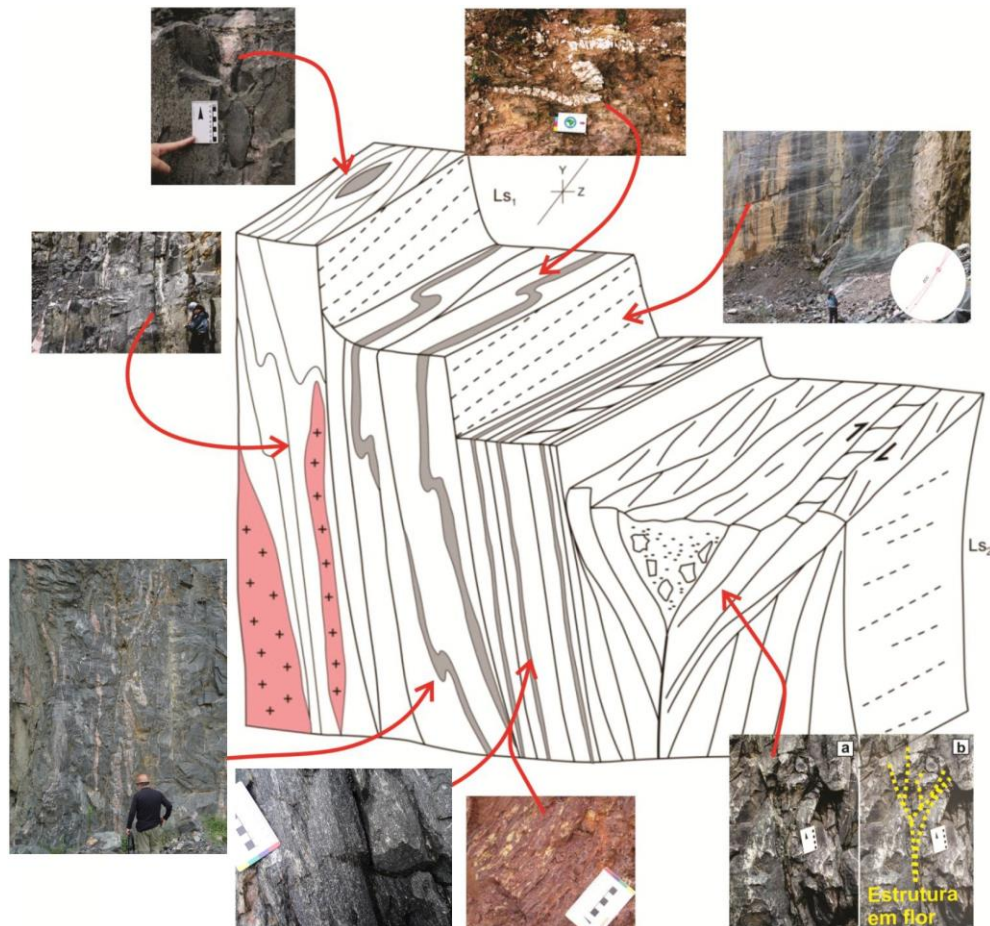


Figura 39 - Modelo de deformação transpressional para a ZCC. Fonte: modificado de Ebert & Hasui (1998).

O modelo de Riedel aplicado por Fassbinder (1990) para a Falha da Lancinha no Estado do Paraná mostra que o sistema ou falha principal (Y) tem direção média N60E, as falhas sintéticas (R) direção média N85E e a fraturas antitéticas (R') direção ao redor de N10-30W. Os dados apresentados neste trabalho corroboram esta interpretação e permitem embasar a hipótese de que a ZCC faz parte do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes do Pré-Cambriano paranaense.

O resultado final da deformação finita pode ser considerado à luz do modelo de Ebert & Hasui (1998), visualizado na Figura 38, ou seja, trata-se de uma zona de cisalhamento transcorrente-transpressiva, gerando foliações e falhas de direção NE-SW a ENE-WSW. A ZCC provavelmente faz parte do Sistema Transcorrente Lancinha (Fiori et al., 1987; Fiori, 1991, 1992), inclusive havendo sua inflexão com a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão na extremidade sudoeste. Assim, a deformação imposta pela ZCC atua

de forma heterogênea nas diferentes unidades litológicas, tanto nas rochas do embasamento (Complexo Atuba) quanto nas supracrustais da Grupo Capiru.

6. - CONCLUSÕES

Considerando os dados estruturais e tectônicos apresentados e discutidos, bem como suas relações geométricas, são pontuadas a seguir de forma sintética algumas hipóteses e/ou conclusões:

- A Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) coloca em contato duas unidades litoestratigráficas distintas: (a) a noroeste se encontram as rochas metassedimentares da Grupo Capiru, onde predominam metacalcários, metarenitos e metassiltitos deformados entre o Mesoproterozoico e o final do Neoproterozoico; (b) a sudeste está localizado o Complexo Atuba, onde prevalecem migmatitos, gnaisses, xistos, metagranitos, metagranodioritos e

metabásicas indiferenciadas formadas no Paleoproterozoico, que sofreram menor ou maior grau de rejuvenescimento no Neoproterozoico.

- A ZCC é representada por uma descontinuidade curvi-planar de direção geral NE-SW e ângulo de mergulho médio a alto para NW. Sua expressão na superfície não é facilmente identificada devido ao intenso intemperismo local.

- Nas porções situadas fora da área de influência da ZCC ocorrem principalmente a foliação S_{n-1} no Complexo Atuba, que é marcada pelo bandamento gnáissico de direção geral NW-SE, com caimentos médios a altos para NE ou SW. No Grupo Capiuru a foliação S_n (clivagem ardosiana) gerada no Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA) encontra-se paralela a subparalela ao acamamento reliquiar (S_0). Está vinculada aos processos compressoriais que ocorreram no Ciclo Brasileiro II (670-530 Ma). As superfícies S_0 e S_n foram dobradas e empinadas a partir de uma tectônica de caráter compressivo, gerado no Sistema de Dobramento Apiaí.

- A deformação na ZCC ocorre inicialmente como uma fase dúctil em nível estrutural inferior e progressivamente como rúptil, em nível estrutural superior, no Ciclo Brasileiro II e III (580-490 Ma). No primeiro pulso possui cinemática sinistral, terminando como dextral em um segundo pulso. A faixa pode ser balizada por uma intensa venulação de quartzo, de alto ângulo, disposta paralelamente à foliação protomilonítica a milonítica. Essa superfície ocorre de forma subparalela ao contato observado nos gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba e nos metassedimentos da Grupo Capiuru. De modo geral, são observados três tipos de estruturas planares ao longo da ZCC:

(1) foliação protomilonítica/milonítica S_n de direção geral NE-SW e alto ângulo de mergulho para SE ou NW, caracterizada pelo paralelismo ao bandamento gnáissico, observado nas rochas do Complexo Atuba. Os tectonitos são do tipo SL (oblatos), gerados no campo do achatamento aparente e lineações de estiramento mineral

subhorizontais ou oblíquas. Os dados petrográficos e a continuidade lateral da foliação milonítica sugerem que essa fase de deformação esteja associada a temperaturas de 500°C;

(2) foliação milonítica ou filonítica (S_{n+1}) dúctil nas rochas do Grupo Capiuru. Essa superfície é indicada pela orientação equidistante de sericita, clorita e grãos de quartzo estirados ou achatados, com mergulhos médios a verticais e direção geral NE-SW;

(3) cataclastos, cominuição de minerais, brechas de falha, planos de falha, clivagens de fratura, *gouges* e juntas de cisalhamento, ligadas à fase rúptil da ZCC. Também são observados fluxos cataclásticos espaçados na direção N60E, além de vênulas preenchidas por quartzo. Todas essas estruturas encontradas na ZCC podem estar associadas ao Sistema Transcorrente Lancinha, como uma fase transcorrente-transpressiva.

- A ZCC representa uma zona transicional ou tectonofácies, cujo ajuste tectônico se deu por meio de uma zona transpressional relativamente estreita.

- O trabalho em tela avança no conhecimento da tectônica do embasamento e das supracrustais do Cinturão Ribeira, trazendo mais dados e informações de uma região intensamente deformada no Proterozoico, inclusive por meio de processos de reativação tectônica.

Agradecimentos

Os autores agradecem à CAPES pela bolsa de mestrado da autora principal; ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Departamento de Geologia da UFPR pelo apoio infraestrutural e; ao Laboratório de Pesquisas de Geofísica Aplicada (LPGA) da UFPR e ao CNPq pela bolsa Pq 2 (Processo 307738/2019-1) do segundo autor.

7 - REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. Boletim, n. 241, 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. In: NAIRN, A.E.M., STEHLI, F.G. (eds.), *The South Atlantic*. Springer, v. 1, p. 411-446, 1973.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, 378 p, 1984.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. Atas... Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 363-391.

ALTHOFF, F.J.; FIORI, A.P. Estruturas macro, meso e microscópicas da porção ocidental da antiforma do Setuva - PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 39, p. 51-64, 1991.

ANDERSON, E.M. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, 2nd Edition, Edinburgh, 133147, 1951.

BALDIN, M.T.; SALAMUNI, E.; CASTRO, L.G. Aeromagnetometria e aerogamaespectrometria do Complexo Atuba e arredores, leste do estado do Paraná. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 20, n. 1, p. 113-152, 2020a.

BALDIN, M.T.; SALAMUNI, E.; LAGOEIRO, L.E. Quantificação da deformação em migmatitos metatexitos estromáticos e rochas associadas do Complexo Atuba, porção leste do estado do Paraná. *Geociências*, v. 39, n. 3, p. 631-660, 2020b.

BALDIN, M.T.; SALAMUNI, E.; LAGOEIRO, L.E. Petrographic, structural and textural analysis of the Atuba Complex, Southern Ribeira Belt: Case study in the Greca quarry. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 2020c.

BASEI, M.A.S.; MCREATH, L.; SIGA JUNIOR, O. The Santa Catarina Granulite Complex of

Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, v. 1, p. 383-391, 1998.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; REIS NETO, J.M. Magmatismo básico Mesoproterozoico no Vale do Ribeira – Implicações na idade de deposição das sequências metavulcanosedimentares Perau e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. *Boletim IG-USP: Série Científica*, 2002.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A. Tectônica de Nappes do Proterozoico Superior e Eopaleozoico da Porção Sul - Brasileira. In: III REUNIÃO INTERNACIONAL DE PROJETO 270, 1990, São Paulo. Atas... São Paulo: International Union of Geological Sciences, 1990.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos ente os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BATOLLA JÚNIOR, F.; CARVALHO, M.A.S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO, A. Projeto Leste do Paraná, Folha Curitiba. São Paulo: DNPM, Relatório Final, Convênio DNPM-BADEP-IGUFP, v. 1. 250 p, 1977.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, p. 11-197, 1956.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, p. 23-40, 1991.

CABRITA, D.; SALAMUNI, E.; LAGOEIRO, L. Fabric evolution of polydeformed orthogneisses and quartzites along the Curitiba Shear Zone, Curitiba Domain,

Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 2017.

CAMPANHA, G.A.C. Tectônica proterozoica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G.A.C. O papel do Sistema de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes na configuração da porção Meridional da Faixa Ribeira. São Paulo, 2002. 105 p. Tese (Livro-Docência em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G.A.C.; BRITO NEVES, B.B. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes*, v. 27, p. 255-259, 2004.

CAMPOS NETO, M.C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: International Geological Congress, SBG, p. 335-365, 2000.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Evolução preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, Seção: Exploração de petróleo, v. 15, 70 p, 1984.

CPRM. Projeto Leste do Paraná. *Cartas Geológicas*, escala 1:100.000, 1976.

CPRM, INSTITUTO ÁGUA E TERRA; UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. *Mapa Geológico do Paraná*, Versão 2022

EBERT, H.D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY,

J.F. (eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonic*. Geological Society, Special Publications, v. 135, p. 231-252, 1998.

FALEIROS, F.M. Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. São Paulo, 2003. 146 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FALEIROS, F.M. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). São Paulo, 2008. 318 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; MARTINS, L.; VLACH, S.; VASCONCELOS, P.M. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 189, p. 263-291, 2011.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; SILVA, M.P.; ALMEIDA, V.; RODRIGUES, S.W.O.; ARAÚJO, B.P. Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). *Journal of Structural Geology*, v. 93, p. 106-130, 2016.

FASSBINDER, E. Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo, 1990. 165 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FASSBINDER, E. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense. São Paulo, 1996. 207 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FASSBINDER, E.; MACHADO, R. Evidências de uma colisão oblíqua no Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, 1998, p. 55-55.

FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G.R.; FIORI, A.P. Modelo de Riedel Aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 42, p. 173-184, 1994.

FIORI, A.P. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda? Boletim Paranaense de Geociências, v. 36, p. 6-14, 1985.

FIORI, A.P. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. São Paulo, 1991. 261 p. Tese (Livre-Docência em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui - PR. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 23, p. 55-74, 1992.

FIORI, A.P.; CAMARGO, E.C.; MONASTTER, M.S.; LIMA, R.E.; FUMAGALLI, C.E.; SALAMUNI, E.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R. Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas no Pré-Cambriano paranaense. Relatório Convênio UFPR-MINEROPAR, v. 1, 261 p, 1984.

FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R.; FUMAGALLI, C.E. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1987, Curitiba. Anais... Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, 1987, p. 183-196.

FIORI, A.P.; GASPAR, L.A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozoico Superior), Paraná, sul do Brasil. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 24, p. 1-19, 1993.

FOSSEN, H.; CAVALCANTE, G.C.G. Shear zones – A review. Earth Science Reviews, v. 171, p. 434-455, 2017.

FUCK, R.; TREIN, E.; MARINI, O.J. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 23/25, p. 5-41, 1967.

GONÇALVES, F.M. Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba – (PR). Curitiba, 2012. 112 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

GUIMARÃES, D.P. Evolução tectonometamórfica e estudo de proveniência da Sucessão Rio das Cobras – Terreno Paranaguá (Cinturão Ribeira Sul). Curitiba, 2019. 149 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

HARARA, M.O.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. Geochronological and Geochemical Data on the Transition Zone between Luis Alves and Atuba Complexes, South Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY I, 1997, Campos de Jordão. Extended Abstracts... Campos de Jordão, 1997, p. 134-136.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do Sudeste Brasileiro e a estruturação regional. Geociências, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Editora Beca, 900 p, 2012.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Fold Belt. Revista Brasileira de Geociências, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. Considerações sobre o Grupo Açungui em São

Paulo e porção adjacente no Paraná. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 7, 1984, p. 3297-3306.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALEMIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (eds.), Atlantic Rifts and Continental Margins. Geophysical Monograph Series, v. 115, p. 1-31, 2000.

Leandro, R., 2016. Caracterização tectonoestratigráfica da sequência terrígena da formação Capiru na Região de Morro Grande, Colombo-PR. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná, p. 100

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M (eds.), Geologia do Pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 23/25, p.43-104, 1967.

MESQUITA, M.J.; BITENCOURT, M.F.; PICANÇO, J.; VASCONCELLOS, E.M.G.; MORETO, A.L.R. Evolução microestrutural do Granito Água Comprida e formação de filonitos, Antiforma Setuva, Paraná. Geociências, v. 32, n. 2, p. 269-285, 2013.

MINEROPAR. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Disponível em: <http://webgeo.pr.gov.br/mapserver/mineropar/geo.html>, 2006.

MOORE, A.C. Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. Lithos, v. 3, p. 123-127, 1970.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. Lineaments, linear, lineations: Some proposed new standards for old terms. Geological

Society of America Bulletin, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; WEMMER, K.; SIGA, JUNIOR, O.; OYHANTÇABAL, P. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. International Journal of Earth Sciences, v. 100, n. 2-3, p. 391-414, 2011.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. Microtectonics. Springer, 289 p, 2005.

RAMSAY, J.G. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, v. 2, p. 83-99, 1980.

SADOWSKI, G.R. Estado da Arte do Tema: Geologia Estrutural de Grandes Falhamentos. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, 1984, p. 1767-1793.

SADOWSKI, G.R.; MOTIDOME, M.J. Brazilian megafaults. Revista Geológica de Chile, v. 31, p. 61-75, 1987.

SALAMUNI, E. Dobramentos e redobramentos superpostos na porção sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Boletim Paranaense de Geociências, v. 43, p. 135-149, 1995.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. Journal of South American Earth Sciences, v. 15, n. 8, p. 901-910, 2003.

SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNICK, E. Características estruturais e evolução tectônica do Núcleo Betara a Norte de Curitiba (PR). Boletim Paranaense de Geociências, v. 41, p. 91-124, 1993.

SALAMUNI, E.; GONÇALVES, F.M.; FIORI, A.P. Zona de Cisalhamento de Curitiba. In: XLV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2010, Belém. Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geociências, v. 98, 2010.

SANTOS, L.R.; LEANDRO, R.; BAHNIUK, A.; CURY, L.F. Low-temperature metamorphism in the Capiru Formation, Morro Grande Synform, Southern Ribeira Belt. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, p. 95-113, 2018.

SANTOS, L.R.; LEANDRO, R.; FEDALTO, G.; SPSILA, A.; BAHNIUK, A.; SIGA JR., O.; CURY, L.F. The Capiru Group: From passive margin to syn-orogenic units, implications for the evolution of the northern margin of the Curitiba microplate, Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 112 (2021):1-27; 2021.

SATO, K.; SIGA JUNIOR, O.; NUTTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, v. 6, n. 2, p. 251-263, 2003.

SCHÖLL, W.U. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1981, Curitiba. Atas... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geociências, v. 1, 1981, p. 170-184.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 26, p. 69-98, 1995.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTTMAN, A. A Formação Água Clara na região de Araçuaia – SP: Registro U-Pb de uma bacia Mesoproterozoica. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 4, n. 1, p. 101-110, 2002.

ZALÁN, P.V.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, R.J.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. Análise da Bacia do Paraná. Relatório Interno GT-05-009/85, Petrobras, 195 p, 1986.

Submetido em 12/12/2022

Aceito em 13/02/2023