UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA

VELEDA ASTARTE PAIVA MÜLLER

SEÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR): CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA NO ESTUDO DAS FASES TECTÔNICAS

CURITIBA
2016

VELEDA ASTARTE PAIVA MÜLLER

SEÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR): CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA NO ESTUDO DAS FASES TECTÔNICAS

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Co-orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

CURITIBA

2016

Aos que sonham com as montanhas e se entusiasmam em descobrir seus segredos.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Leonardo Fadel Cury pela orientação, dedicação, horas de discussão, e principalmente pelo entusiasmo e incentivo para a realização deste trabalho.

Ao Professor Dr. Frederico Meira Faleiros pela orientação e oportunidade de inclusão deste trabalho no Projeto de Pesquisa FAPESP 15/04487-71, intitulado “Evolução Metamórfica e estrutural da porção sul do Cinturão Ribeira e as relações tectônicas entre os terrenos Embu, Apiaí e Curitiba”.

À Fundação da Universidade Federal do Paraná (FUNPAR) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio e investimento na pesquisa.

Ao Geólogo Guilherme Fedalto pelo auxílio e discussões em campo, escritório e laboratório, pelo compartilhamento de dados e pelo companheirismo e entusiasmo dedicado durante o trabalho em conjunto.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) pelos equipamentos disponibilizados e corpo técnico que participou e auxiliou de forma direta ou indireta das análises realizadas durante este trabalho.

À Oficina de Laminação (LAMIN) e ao Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) pelos equipamentos disponibilizados.

À Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Departamento de Geologia da UFPR por possibilitar e apoiar a realização deste trabalho.

À minha família pelo apoio e incentivo nesta pesquisa e durante todos os anos dedicados à Geologia.

Aos amigos e todos que de forma direta ou indireta auxiliaram e/ou apoiaram esta pesquisa.

RESUMO

A região do Perau se insere no contexto tectônico do Terreno Apiaí, um fragmento litosférico que do Mesoproterozoico ao Neoproterozoico apresentou sedimentação pelítico-carbonática associada a vulcanismo e magmatismo básico. Durante a Orogenia Brasiliana passou pelos principais eventos deformacionais, durante a colisão com o Cráton Paranapanema e os terrenos Curitiba e Embu, no contexto das colisões da porção sul do Sistema Orogênico Ribeira. A estratigrafia da área de estudo é dividida em sienogranitos miloníticos do Núcleo Tigre, que constituem a infraestrutura, em contato com as rochas supracrustais do Complexo Perau, que é subdividido em: uma unidade basal de quartzitos; uma unidade intermediária de mármores impuros, rochas calciossilicáticas e metacherts, com mineralizações em Pb, Zn, Cu e Ag, classificadas como sedimentares exalativas (SEDEX); e uma unidade superior de filitos e xistos metapelíticos intercalados com anfibolitos metabásicos. Tal complexo está em contato com a Formação Votuverava, a norte, por zonas de cisalhamento (ZC). Uma seção geológica na escala 1:10.000 foi produzida a fim de sintetizar os padrões estruturais e a evolução tectônica da área. A seção intersecta o Núcleo Tigre na região da Antiforma de Água Clara, e as unidades do Complexo Perau, da região da ZC Ribeirão Grande até a Sinforma Ribeirão da Serra. Dois eventos deformacionais associados à transpressões e empurrões foram caracterizados, o primeiro (E1) foi dominado por estruturas de baixo ângulo associadas a dobras e cavalgamentos de vergência predominante SE, e componente direcional NE-SW. Duas foliações relacionadas à E1 foram individualizadas: S1, do tipo xistosidade com bandamento metamórfico associado, paralela à estratificação sedimentar, e S2 de crenulação e transposição de S1, geralmente anastomosada, com desenvolvimento de foliações miloníticas em ZCs próximas ao contato entre unidades. Ambas foram formadas por mecanismos de deformação estática e, por vezes, dinâmicos, quando miloníticas. Desenvolveram paragêneses minerais da fácies xisto-verde a anfibolito, zona da clorita a zona da estaurolita/zoisita, que caracterizam um metamorfismo progressivo M1 entre 300 a 550ºC e 300 a 600 kbar. Nos sienogranitos se desenvolveram: uma foliação milonítica penetrativa Sc, paralela a S1 das rochas supracrustais, que apresenta microestruturas como *bulging* e migração de limite de grão, com fácies leucocráticas de anatexia, e uma foliação S2 de crenulação e transposição de Sc. Nestes litotipos, M1 vai da fácies xisto-verde a granulito, de 450 a 850ºC e 400 a 800 kbar. Colisões oblíquas geraram aloctonia do Núcleo Tigre e cavalgamentos colocaram as unidades do Complexo Perau sobre este último. O segundo evento (E2) é dominado por estruturas de alto ângulo sob regime transpressivo, associado a transcorrências e às dobras do Sistema Anticlinório Anta Gorda, de direção NE-SW. Foi caracterizado por uma foliação S3 de alto ângulo, disjuntiva e pouco penetrativa, plano axial às dobras e crenulações das foliações anteriores. E2 gerou zonas de transposição de S1 e S2, milonitos paralelos a S3, empinamento das estruturas associadas a E1 e dobras abertas de eixo sub-horizontal com caimento SW, escalonadas às falhas de componente transcorrente dominante.

Palavras-chave: Complexo Perau, Núcleo Tigre, Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira, Seção Geológica.

ABSTRACT

The Perau region is inserted in the Apiaí Terrane tectonic setting, a litospheric segment that presented pelitic and carbonatic sedimentation associated with basic magmatism and volcanism during the Mesoproterozoic and Neoproterozoic times. The main deformational events took place during the Brasiliano Orogeny, when the Apiaí Terrane collided with Paranapanema Craton and Curitiba and Embu terranes, in the southern portion of Ribeira Orogenic System. The study area is stratigraphically divided in an infrastructure comprised by mylonitic syenogranites from Nucleo Tigre, in direct contact with supracrustal rocks from Perau Complex, which is subdivided in: quartzites as its lower unit; calc-silicatic rocks, impure marbles and metacherts with Pb, Zn, Cu, and Ag mineralizations, classified as sedimentary exhalative deposits (SEDEX), representing the intermediary unit; and metapelitic schists and phyllites intercalated with metabasic amphibolites as the upper unit. Northern shear zones (SZ) places the Complex in direct tectonic contact with the Votuverava Formation. A geologic cross section in the 1:10.000 scale was produced to resume the structural patterns and the tectonic evolution of the study area. The cross section intersetcs the Nucleo Tigre syenogranites which encompasses the Agua Clara Antiform region, as well as the Perau Complex units, from the Ribeirão Grande shear zone up to Ribeirão da Serra Synform region. Two deformational events associated with transpressions and thrusts were defined, the first one (E1) is dominated by low angle structures SE-verging thrust and fold systems with NE-SW strike-sleep component. Two foliations related to E1 were characterized: schistosity with metamorphic banding (S1) parallel to sedimentary bedding; and crenulation/transposition cleavage surface (S2) superposed to foliation S1, of commonly anastomosed, with development of mylonitic foliation in shear zones identified near the contacts between units. Both surfaces have been generated by static deformation processes or dynamic recrystallization mechanisms when of mylonitic nature. The mineral paragenesis developed is diagnostic of greenschist, chlorite zone, up to amphibolite facies, staurolite/zoisite zone, which define progressive metamorphism M1 with temperatures ranging between 300 to 550 ºC and pressures between 300 to 600 kbar. The syenogranites developed a penetrative Sc mylonitic-type foliation, parallel to S1 from the supracrustal rocks, by bulging and grain boundary migration mechanisms, with leucocratic anatetic facies associated, as well as crenulation cleavage S2 which transposed Sc foliation. In these litotypes, M1 comprises temperatures at intervals of 450 to 850 ºC and pressures between 400 to 800 kbar, reaching greenschist up to granulite facies. Oblique collisions have resulted in allochthonous terrains of Nucleo Tigre and thrust systems have placed Perau Complex units above the former. The second event (E2) is represented by high angle structures under a transpressive regime, associated to strike-sleep faults and Anta Gorda Anticline System folds, striking NE-SW. E2 generated a high dip angle disjunctive foliation S3, developed along the axial plane of folds of the previous foliations; transposition zones of S1 and S2; mylonitic foliations parallel to S3; acclivity of E1 structures and gentle folds of subhorizontal axis dipping to SW, staggered to strike-slip faults.

Keywords: Perau Complex, Nucleo Tigre, Apiaí Terrane, Ribeira Belt, Geologic Cross section.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1.1. Localização geográfica da área de estudo..... 2

Figura 1.1.2: Localiação dos afloramentos descritos sobre imagem de satélite..... 2

Figura 2.1: Mapa geológico regional simplificado do Cinturão Ribeira (Faleiros et al. 2011)..... 4

Figura 2.2: Mapa geológico da região do Perau (Daitx 1996) com indicação da linha da seção geológica elaborada neste trabalho..... 5

Figura 3.1: Fluxograma do método utilizado..... 8

Figura 4.1.1: Rochas granitoides milonitizadas do Núcleo Tigre..... 13

Figura 4.2.1: Quartzito da unidade basal..... 14

Figura 4.3.1: Metachert da unidade intermediária com nível mineralizado, galeria do cobre ... 15

Figura 4.3.2: Mármore impuro bandado da unidade intermediária..... 16

Figura 4.3.3: Rocha calciossilicática da unidade intermediária..... 16

Figura 4.4.1: Filito da unidade superior. 17

Figura 4.4.2: Xisto da unidade superior. 18

Figura 4.4.3: Turmalinitos da unidade superior..... 18

Figura 5.1.1: Fotomicrografia de sienogranito protomilonítico do Núcleo Tigre..... 20

Figura 5.1.2: Fotomicrografia de biotita sienogranito milonítico do Núcleo Tigre 21

Figura 5.1.3: Fotomicrografia de biotita sienogranito do Núcleo Tigre 21

Figura 5.2.1: Fotomicrografia de mármore impuro da unidade intermediária 22

Figura 5.2.2: Fotomicrografias de rocha calciossilicática da unidade intermediária 23

Figura 5.2.3: Fotomicrografias de rochas calciossilicáticas da unidade intermediária..... 25

Figura 5.2.4: Fotomicrografias de rocha da unidade intermediária com estaurolita. 26

Figura 5.2.5: Fotomicrografia de anfibolito da unidade intermediária 27

Figura 5.3.1: Fotomicrografias de xistos da unidade superior apresentando diferentes estados de transposição de S1 por S2 28

Figura 5.3.2: Fotomicrografias de xistos com foliação milonítica da unidade superior 29

Figura 5.3.3: Fotomicrografias de xisto com foliação de transposição. 30

Figura 5.3.4: Fotomicrografias de xisto crenulado e com porfiroblasto de granada..... 30

Figura 5.3.5: Fotomicrografias de anfibolito da unidade superior..... 31

Figura 5.3.6: Fotomicrografias de anfibolitos da unidade superior com textura milonítica..... 32

Figura 6.1.1: Foliações dos granitoides do Núcleo Tigre 34

Figura 6.1.2: Estereogramas e diagrama estatísticos das foliações e lineações do Núcleo Tigre. 35

Figura 6.2.1: Dobra de arrasto em quartzito da unidade basal 36

Figura 6.2.2: Estereograma e diagrama estatístico foliações e lineações da unidade basal. ... 37

Figura 6.3.1: Boudinagem e transposição de foliações da unidade intermediária 38

Figura 6.3.2: Estereogramas e diagramas estatísticos das foliações e lineações da unidade intermediária 39

Figura 6.3.3: Dobras que afetam a unidade intermediária 40

Figura 6.3.4: Estereograma e diagrama estatístico da foliação S3 da unidade intermediária. . 40

Figura 6.4.1: Filitos e xistos da unidade superior com relações entre xistosidades. 41

Figura 6.4.2: Estereogramas e diagramas estatísticos das foliações e lineações da unidade superior. 42

Figura 6.4.3: Milonitos do Complexo Perau. 43

Figura 6.4.4: Esterogramas para a foliação milonítica associada a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande 43

Figura 7.1.1: Estereograma e diagrama estatístico para a foliação S1 no Complexo Perau 44

Figura 7.1.2: Estereogramas e diagramas estatísticos para a foliação S2 e lineações do Complexo Perau. 45

Figura 7.1.3: Estereograma e diagrama estatístico para a foliação Sc do Complexo Perau. ... 46

Figura 7.1.4: Modelo de dobras de recobrimento e de propagação de falhas (McClay 1992).. 47

Figura 7.1.5: Estereogramas de comparação das estruturas do Núcleo Tigre e do Complexo Perau 48

Figura 7.1.6: Estereograma e diagrama estatítico para a foliação S3 no Complexo Perau..... 49

Figura 7.2.1: Trajetória metamórfica da unidade intermediária. 54

Figura 7.2.2: Trajetória metamórfica da unidade superior. 55

Figura 8.1: Trajetórias metamórficas para M1 no Complexo Perau e no Núcleo Tigre. 57

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.3.1: Tabela de lâminas delgadas analisadas 10

Tabela 8.1 – Resumo das foliações metamórficas e dos eventos e fases de deformação associados 59

LISTA DE SIGLAS DOS MINERAIS CONSTITUINTES DAS ROCHAS

Act	Actinolita
Bt	Biotita
Cbt	Carbonato
Cpx	Clinopiroxênio
Chl	Clorita
Cld	Cloritoide
Crd	Cordierita
St	Estaurolita
Kfs	Feldspato alcalino
Grt	Granada
Hb	Hornblenda
Mus	Muscovita
Ol	Olivina
Pl	Plagioclásio
Qtz	Quartzo
Ser	Sericita
Tre	Tremolita
Tur	Turmalina
Zoi	Zoisita

SUMÁRIO

LISTA DE SIGLAS DOS MINERAIS CONSTITUINTES DAS ROCHAS.....v

1. INTRODUÇÃO.....1

1.1. JUSTIFICATIVA.....1

1.2. LOCALIZAÇÃO.....1

1.3. OBJETIVO GERAL.....3

1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....3

1.4.1. Identificação de Zonas de Cisalhamento.....3

1.4.2. Caracterização Metamórfica e Microestrutural.....3

1.4.3. Confecção da Seção Geológica.....3

1.5. CONTRIBUIÇÕES ESPERADAS.....3

Entendimento da evolução tectônica dos núcleos de embasamento.....3

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....4

3. MÉTODO.....8

3.1. Confecção da Base Cartográfica e Revisão Bibliográfica.....8

3.2. Levantamento litoestrutural.....9

3.3. Caracterização Metamórfica e Microtectônica.....9

3.4. Análise Estrutural.....11

3.5. Espacialização dos dados.....11

3.6. Confecção da Seção Geológica.....11

3.7. Integração ao SIG Perau.....11

4. UNIDADES GEOLÓGICAS.....12

4.1. NÚCLEO TIGRE.....12

4.2. UNIDADE BASAL DO COMPLEXO PERAU.....13

4.3. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU.....14

4.4. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU.....17

5. PETROGRAFIA: PARAGÊNESES MINERAIS E MICROTECTÔNICA.....19

5.1. NÚCLEO TIGRE.....19

5.2. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU.....21

5.3. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU 27
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL 33
6.1. NÚCLEO TIGRE 33
6.2. UNIDADE BASAL DO COMPLEXO PERAU 36
6.3. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU 37
6.4. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU 41
7. DISCUSSÃO 44
7.1. ANÁLISE ESTRUTURAL 44
7.2. METAMORFISMO 51
8. CONCLUSÕES 56
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 60
ANEXO I – SEÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR) 64
ANEXO II - TABELA DE DADOS PETROGRÁFICOS 65

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta uma caracterização do padrão estrutural e metamórfico da região do Perau, composta pelas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Perau e pelos ortognaisses do Núcleo Tigre, em Adrianópolis e Tunas do Paraná (PR).

Tal caracterização foi realizada por meio do estudo das foliações e estruturas em diferentes escalas, das paragêneses minerais e do metamorfismo associado. A partir disto, se confeccionou a seção geológica na escala 1:10.000 (anexo I), de aproximadamente 10 km de extensão, que abrange todas as unidades do Complexo Perau e o Núcleo Tigre, que sumariza as análises realizadas e propõe uma interpretação sobre a evolução tectônica da área.

1.1. JUSTIFICATIVA

A caracterização aprofundada da geologia estrutural da região auxiliará no entendimento do contexto geotectônico do Terreno Apiaí e Sistema Orogênico Ribeira, e indiretamente na prospecção mineral, fornecendo informações importantes sobre como ocorreu a compartimentação e deformação dos terrenos associados.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A região do Perau se localiza entre os municípios de Adrianópolis, Tunas do Paraná e Cerro Azul, no norte do estado do Paraná, junto à parte leste da divisa com o estado de São Paulo, no Vale do Ribeira.

O acesso a partir de Curitiba é feito pela BR-476, com saída no km 29, onde se inicia a estrada do Perau, uma estrada de terra com tráfego permanente na qual se prossegue por aproximadamente 12 km, até uma bifurcação à direita com ponte de concreto, onde se inicia a estrada para a Mina do Perau. Esta é rudimentar, estreita e pouco frequentada, de direção principal NW-SE com trechos NE-SW. Tal estrada dá acesso à Mina do Perau e às galerias do Cobre, G-1 e G-3, na qual se localizam os pontos de afloramento descritos (figuras 1.1.1 e 1.1.2). Tal seção se insere no âmbito da área do Mapa Geológico da região das Minas do Perau, Canoas e Água Clara (Vale do Ribeira, PR), na escala 1:25.000, publicado por Daitx (1996), conforme polígono indicado na figura 1.1.1.

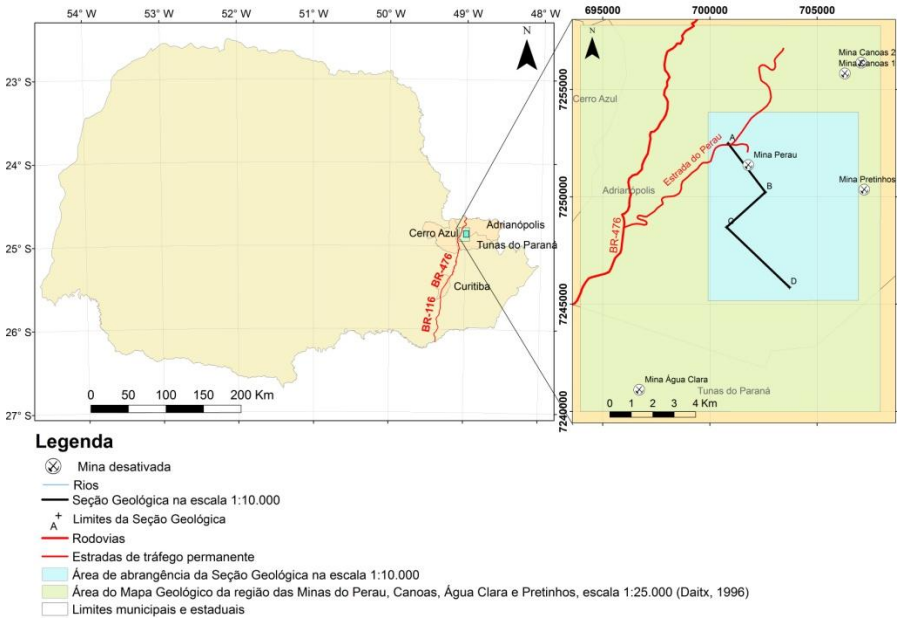


Figura 1.1.1: Localização geográfica da área de estudo com a área do Mapa Geológico publicado por Daitx (1996) e a seção geológica produzida neste trabalho, discriminadas (Datum WGS 84, zona 22S).

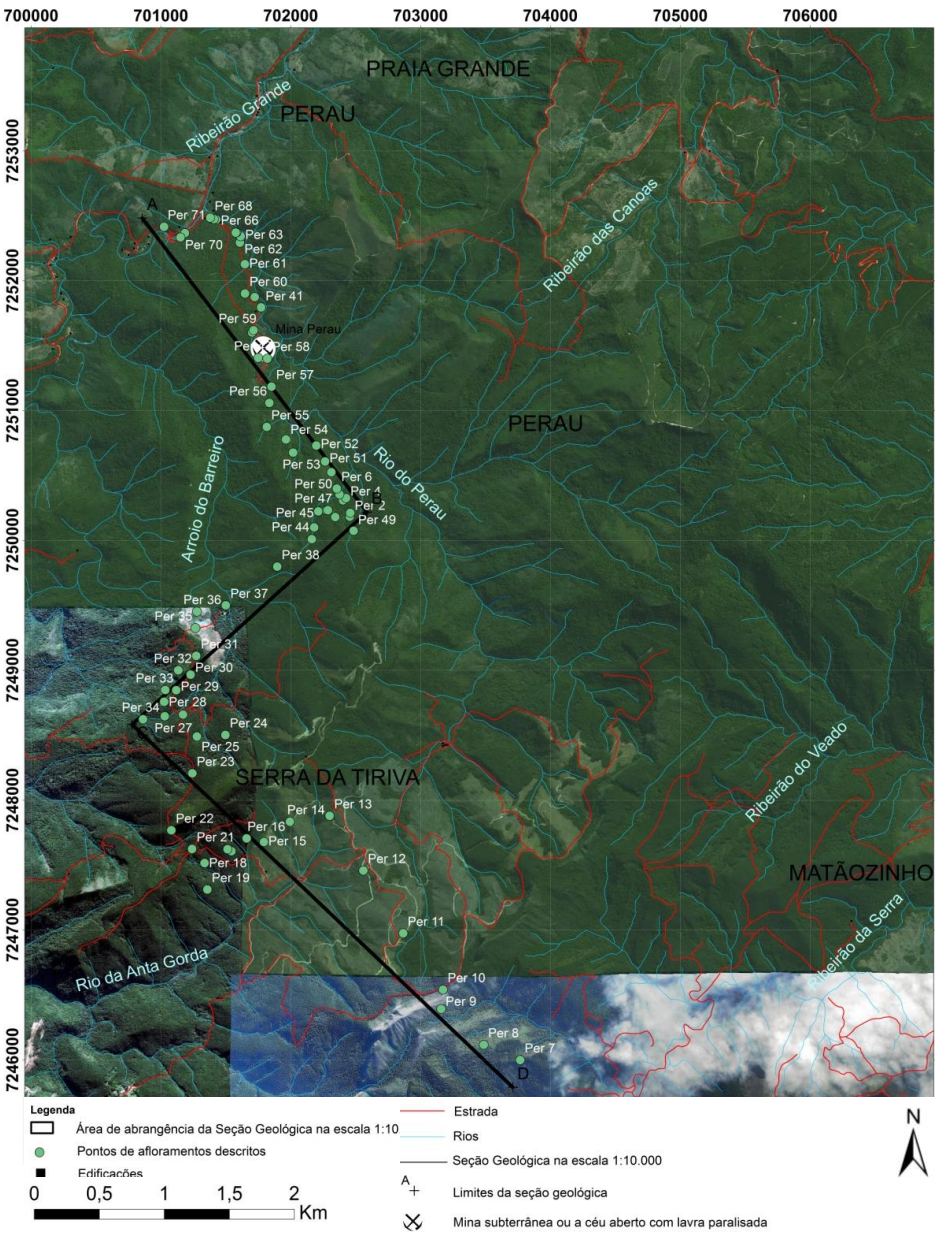


Figura 1.1.2: Seção geológica na escala 1:10.000 com pontos de afloramento plotados sobre imagem de satélite Landsat retirada do Google Earth em outubro de 2016 (Datum WGS84, zona 22S).

1.3. OBJETIVO GERAL

Estudar as fases de deformação dúcteis e rúpteis/dúcteis que atuaram na região do Perau, caracterizando e hierarquizando-as segundo sua cronologia e magnitude. Por fim, relacionar os resultados obtidos com as propostas e modelos tectônicos descritos em outros trabalhos, a fim de contextualizar com a geologia regional.

1.4. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1.4.1. Identificação de Zonas de Cisalhamento

Caracterizar feições diagnósticas de zonas de cisalhamento, como a identificação de rochas de falha dúcteis e rúpteis, e estruturas como dobras e falhas relacionadas à deformação dinâmica.

1.4.2. Caracterização Metamórfica e Microestrutural

Para uma pesquisa de deformação em rochas é fundamental caracterizar o metamorfismo que nelas atuou. Nesse sentido, um dos objetivos deste trabalho é entender como variações de pressão e temperatura modificaram as rochas da região, identificando suas paragêneses minerais, texturas e microestruturas.

1.4.3. Confecção da Seção Geológica

Os dados estruturais coletados em campo, bem como a interpretação das fases de deformação e do metamorfismo deverão estar organizados na seção geológica detalhada na escala 1:10.000 (anexo I), transversal à direção dos contatos das unidades observados em mapas da região do Perau, que deve sumarizar a interpretação geotectônica da região.

1.5. CONTRIBUIÇÕES ESPERADAS

Entendimento da evolução tectônica dos núcleos de embasamento

Uma característica relevante da região do Perau é a existência de núcleos ortognáissicos paleoproterozoicos (Núcleo Tigre), que ocorrem como lascas ou janelas tectônicas em meio às rochas metavulcanossedimentares mesoproterozoicas (Complexo Perau). A caracterização dos contatos entre estas unidades permitirá entender como se deu sua justaposição.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A região do Perau está inserida na porção meridional do Cinturão Ribeira, um sistema orogênico na porção central da Província Mantiqueira, compartimentado por estruturas de direção NE-SW, que são predominantemente zonas de cisalhamento transcorrentes-transpressivas (Brito Neves et al. 1999; Campanha & Sadowski 1999; Heilbron et al. 2004, Heilbron et al. 2008, Basei et al. 2010; Faleiros et al. 2011; Campanha et al. 2015), como apresentado na figura 2.1.

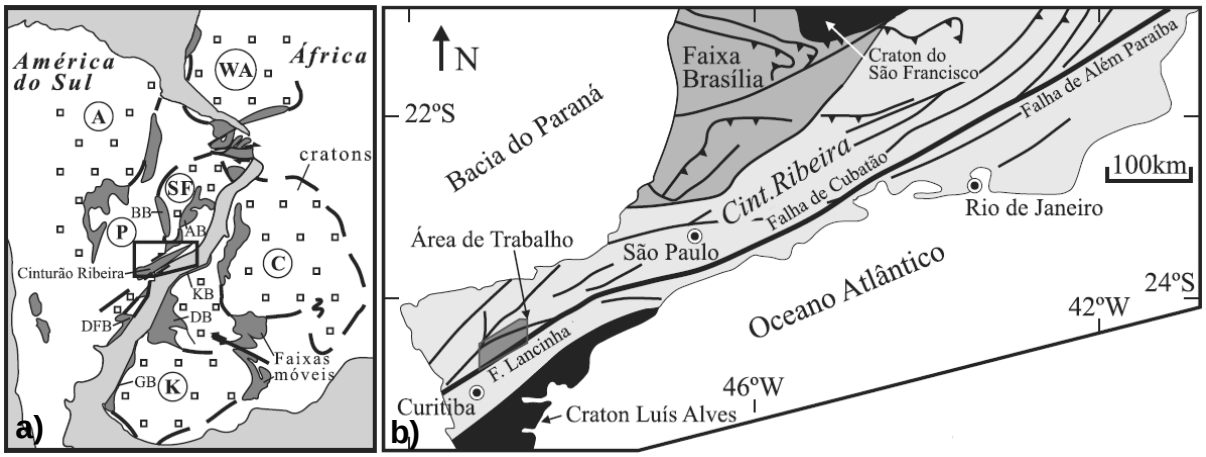


Figura 2.1: Mapa geológico regional simplificado do Cinturão Ribeira, Província Mantiqueira, em relação ao Continente Africano no Neoproterozoico, com a área de estudo aproximada indicada: a) Crátons: África Oeste (WA), Congo (C), Kalahari (K), Paranapanema (P), São Francisco (SF), Amazônico (A), Faixas móveis: Damara (DB), Kaoko (KB), Gariep (GB), Dom Feliciano (DFB), Araçuaí (AB), Brasília (BB); b) Cinturão Ribeira Meridional e área de estudo em destaque. Modificado de Faleiros et al. 2011.

Dentre os terrenos que compõe o Cinturão Ribeira está o Terreno Apiaí, um pequeno fragmento litosférico que do Mesoproterozoico ao Neoproterozoico apresentava sedimentação pelítico-carbonática e vulcanismo (Basei et al. 2003; Faleiros et al. 2011; Siga Jr. et al. 2011; Campanha et al. 2015), sobre um embasamento gnáissico-migmatítico de origem Paleoproterozoica (Kaulfuss 2001; Cury et al. 2002; Siga Jr. et al. 2007; Siga Jr. et al. 2011). Por volta de 600 M.a. ocorreram as principais interações colisionais do Cinturão Ribeira, que incluem a colisão do Terreno Apiaí com o cráton Paranapanema e outras faixas móveis (Brito Neves et al. 1999; Heilbron et. al. 2004, Prazeres Filho 2005; Heilbron et al. 2008; Basei et. al. 2010; Faleiros et. al. 2011), gerando deformação e metamorfismo das sequências envolvidas, além do magmatismo que gerou os batólitos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes e os pós-tectônicos Cerne, Passa Três, Varginha entre outros (Prazeres Filho et al. 2003; Siga Jr. et al. 2011).

O Terreno Apiaí limita-se a sul com a Microplaca Curitiba pela Zona de Cisalhamento Lancinha e a norte é recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Na porção centro-sul do Terreno Apiaí apresenta-se o Complexo Perau, assim denominado por Daitx (1996), que é composto por rochas metavulcanossedimentares associadas provavelmente a ambientes exalativos sedimentares (Daitx 1996). Se limita a sul pela Zona de Cisalhamento Lancinha e a norte pela Zonas de Cisalhamento Ribeirão Grande, e é afetado por um sistema de grandes dobras escalonadas de direção NE-SW, chamado Anticlinório Anta Gorda (Silva et al. 1982) ou Megantiforma Serra do Cadeado (Ebert et al. 1988), conforme observado na figura 2.2.

Os núcleos das dobras anticlinais expõem gnaisses do embasamento de composição essencialmente granitoide, milonitizados, de direção NE-SW (Kaulfuss 2001; Cury et al. 2002). Ocorrem como janelas estruturais, revelados por ação da erosão (Daitx 1996) ou como lascas alóctones em meio às unidades supracrustais (Cury et al. 2002). As Antiformas Água Clara e Perau expõe o Núcleo Perau, e a Antiforma Anta Gorda expõe o Núcleo Anta Gorda, que são geralmente descritos como um único núcleo gnáissico denominado Núcleo Tigre (Piekarz et al. 1981; Fritzons Jr. et al. 1982; Kaulfuss 2001; Cury et al. 2002; Siga Jr. et al. 2007).

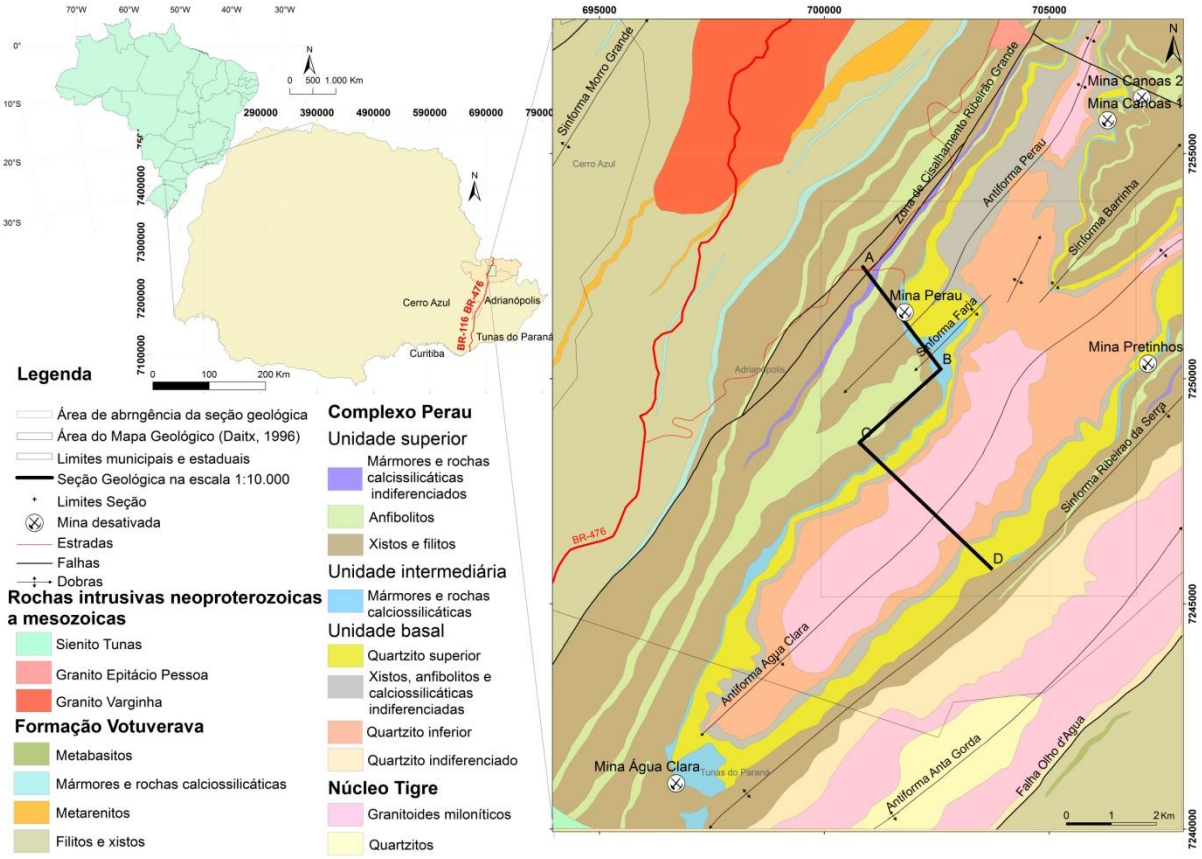


Figura 2.2: Mapa geológico da região do Perau elaborado por Daitx (1996) e digitalizado por Fedalto (2015), com indicação da linha da seção geológica elaborada neste trabalho.

O Complexo Perau está estratigraficamente abaixo da Formação Votuverava, e o contato entre as unidades se dá por zonas de cisalhamento. Esta última é composta

predominantemente por metapelitos intercalados com rochas metabásicas, metamorfizados sob condições de baixo grau (Daitx 1996). Uma camada de calcarenitos e calcários micríticos ocorre próximo ao contato norte entre o complexo e a formação, e tem posição estratigráfica mal definida (Piekarz 1981; Daitx 1996).

Diversas propostas de divisões estratigráficas foram feitas para a região desde a década de 50 (Bigarella e Salamuni 1958; Salamuni e Bigarella 1967; Ebert 1971; CPRM 1981, Fritzons Jr. et al. 1982; Piekarz 1984; Perrota 1996; Daitx 1996), entretanto, há concordância geral entre os autores que realizaram pesquisas na região da Mina do Perau (CPRM 1981; Piekarz 1981, Piekarz 1984; Daitx 1996), resultando em tal ordenamento:

- Núcleos do embasamento gnáissicos que compõe a "infraestrutura", apresentam intercalações de quartzitos e xistos e, localmente, migmatização;
- Complexo Perau:
  - Sequência quartzítica na base, subdividida em: nível inferior de quartzitos; nível indiferenciado de biotita-anfibólio xistos, mica xistos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas; e nível superior de quartzitos;
  - Sequência carbonática a pelítico-carbonática em nível intermediário, com ocorrências de rochas vulcanogênicas felsíticas, metacherts, lentes de barita e formações ferríferas bandadas fácies óxido. A porção meso-superior apresenta mineralizações em Zn, Pb, Cu e Ag;
  - Sequência superior de xistos e filitos de derivação síltico-argilosa, intercalados com anfibolitos derivados de rochas básicas, com ocorrências restritas de rochas carbonáticas;
- Granito Varginha e Epitácio Pessoa pós-tectônicos intrusivos;
- Diques e intrusões de rochas básicas a alcalinas (orientação geral NW-SE).

Daitx (1996) considera que as unidades supracrustais poderiam ser de um único ciclo sedimentar de idade mesoproterozoica, com deformação policíclia em dois eventos principais: um mesoproterozoico (entre 1.400 Ma e 1.200 Ma) e um neoproterozoico (ca. 700 Ma) (JICA/MMAJ 1983; Daitx et al. 1983; Tassinari et al. 1990; Campanha 1991; Campanha et al. 1994).

Siga Jr et al. (2011) e Faleiros et al. (2011) estudaram os corpos anfibolíticos da unidade superior do Complexo Perau e a partir de análises U-Pb em zircão obtiveram idade de 1484 +- 16 Ma para as rochas metabásicas do Complexo Perau, e de 1451 +- 39 Ma e 1479 +- 12 Ma para as metabásicas da Formação Votuverava (Siga Jr. et al. 2011). Assim, correlacionaram as unidades como pertencentes a uma mesma bacia de retroarco de idade Caliminiana, deformada no Ciclo Brasiliano.

Quanto a Geologia Estrutural, diversos autores chamam a atenção para dobramentos complexos associados a arrastos fechados a isoclinais em primeira fase deformacional, e para as grandes dobras de plano axial verticalizado e transcorrências de direção NE-SW, em fases finais de deformação (Bigarella e Salamuni 1958; Salamuni e Bigarella 1967; Scholl et al*.* 1980; Hasui et al. 1980; Ebert et al. 1988; Fiori 1992; Cury et al. 2002).

Ebert et al. (1988) sugerem derivação de rochas magmáticas e de metapelitos feldspáticos para os gnaisses do embasamento, que exibem feições de retrometamorfismo, enquanto que as supracrustais só exibem metamorfismo progressivo até a fácies anfibolito. Três fases deformacionais foram diferenciadas por Ebert (1987) e Ebert et al*.* (1988):

- D1: deformação progressiva em condições dúcteis, não-coaxial, de vergência para NE, com geração de foliação S1 paralela à estratificação original So, de baixo ângulo, sin-metamórfica, com transposição e milonitização associada. Lineação mineral e de estiramento de direção NE-SW. Dobras fechadas a isoclinais, inclinadas a recumbentes. Afetou as rochas supracrustais e o embasamento gnáissico;
- D2: deformação coaxial de direção NW-SE, gerou dobras milimétricas a quilométricas que compõe a Megantiforma da Serra do Cadeado. Gerou a foliação S2 de crenulação de S1, plano axial as dobras abertas a isoclinais, de plano axial subvertical e eixos sub-horizontais de direção NE-SW, infletindo para WSW-ENE na região do Lineamento Ribeira.
- D3: deformação não-coaxial dextrógira que desenvolveu uma rede anastomosada de grandes lineamentos de médio a alto ângulo, e direção NE-SW, como Lancinha, Morro Agudo e Ribeira. Geralmente encaixam rios e depósitos aluvionares. As dobras D2 ocorrem com maior frequência quando próximas aos lineamentos.

Ebert et al*.* (1988) associam D1 a um evento de cavalgamento, que gerou aloctonia e transporte sub-horizontal das unidades, com vergência para N. D2 e D3 seriam de um mesmo evento transpressivo de esforços E-W, decomposto em dois vetores, NE-SW e NW-SE. Cury et al*.* (2002) propõe uma classificação semelhante à de Ebert et al. (1988) para as fases deformacionais, mas sugerem a existência de uma foliação de baixo ângulo (S2), posterior à S1 e anterior a de alto ângulo (S3), relacionada à deformação contínua e tardia ao desenvolvimento de S1.

Para o Núcleo Tigre, admite-se derivação de rochas magmáticas geradas durante a atuação de uma tectônica extensional, no período Estateriano (U/Pb: ca. 1750, Kaulfuss 2001), afetadas por cisalhamentos dúcteis a dúctil-rúpteis que geraram milonitização durante o Neoproterozoico (Cury et al. 2002). A colocação destas rochas em níveis crustais rasos teria se dado por cisalhamentos de baixo ângulo, com transporte de NW para SE (Cury et al. 2002).

3. MÉTODO

A seção geológica e a presente monografia foram produzidas a partir de etapas de campo, escritório e laboratório, que incluíram a confecção do mapa base, coleta de dados e amostras, análise petrográfica, análise estrutural e integração dos dados a um sistema de informações geográficas (SIG).

O fluxograma apresentado na figura 3.1 procura descrever de forma geral o método de trabalho utilizado, e cada etapa foi detalhada nos tópicos a seguir.

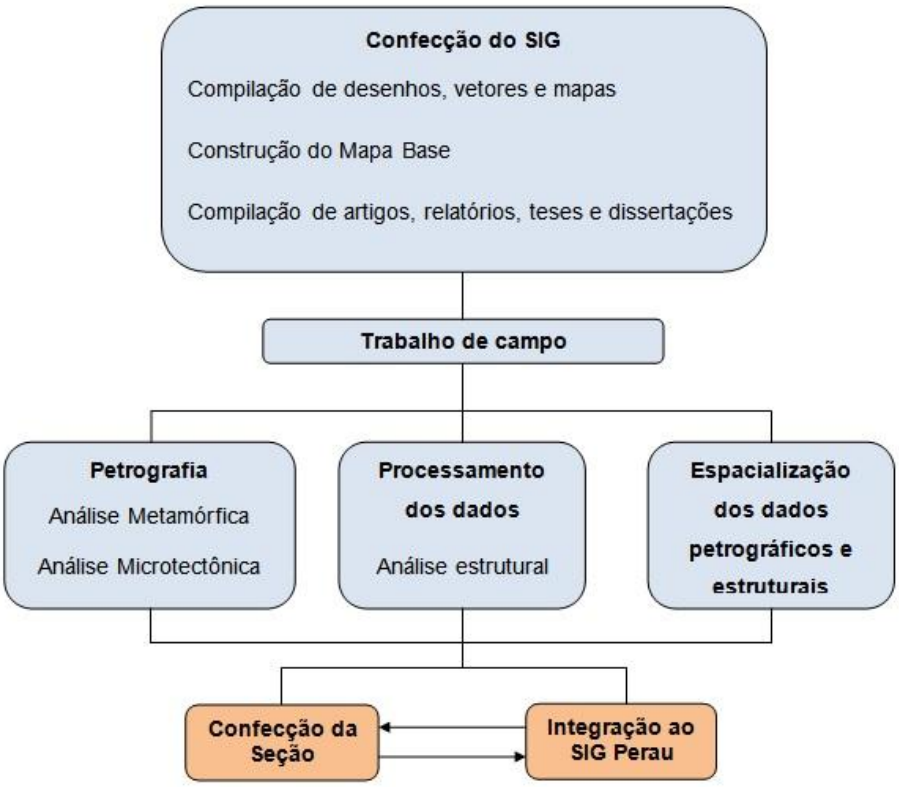


Figura 3.1: Fluxograma do método utilizado durante a realização do trabalho.

3.1. Confecção da Base Cartográfica e Revisão Bibliográfica

Para possibilitar o planejamento e a navegação em campo foi confeccionado um mapa base da região do Perau na escala 1:10.000, georreferenciado no sistema de coordenadas WGS 1984 UTM S22, apresentando a topografia, drenagens, estradas e

localidades de forma detalhada, a partir da Folha SG-22-X-B-V-3-NO, cartas Epitácio Pessoa e Marquês de Abrantes, e Folha SG-22-X-B-IV-4-NE, cartas Perau e Tunas do Paraná. O software *Google Earth* foi utilizado para auxiliar no reconhecimento e vetorização das vias de acesso. Nesta base foram inseridas as informações geológicas do mapa publicado por Daitx (1996) na escala 1:25.000.

Para auxiliar o reconhecimento da geologia da região, foi realizada uma compilação de artigos, relatórios, teses e dissertações com informações pertinentes ao tema, resultando em uma revisão bibliográfica dos estudos sobre a área de estudo.

3.2. Levantamento litoestrutural

O levantamento da seção geológica foi realizado em três etapas de campo, a primeira nos dias 12 e 13 de julho de 2016, a segunda do dia 25 a 28 de julho de 2016 e a terceira no dia 21 de outubro de 2016. Nos afloramentos foi dado ênfase ao reconhecimento dos litotipos e coleta de dados estruturais.

A extremidade NW da seção geológica, representada pelo vértice A, tem início na região da Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande. Do vértice A ao B, realizou-se o caminhamento na direção N37W-S37E, aproximadamente transversal à distribuição estratigráfica das unidades do Complexo Perau, até a região da Sinforma Faria. De B a C, se prosseguiu para sudoeste na direção N48E-S48W, devido à mudança de direção da estrada adotada. A partir do vértice C, a seção foi levantada na direção N46W-S46E, até D, onde foi finalizada na região da Sinforma Ribeirão da Serra (figura 2.2).

Os pontos de afloramento foram nomeados com o prefixo “Per”, por estarem na região da Mina do Perau, e serem então diferenciáveis dos pontos realizados na região das minas de Água Clara, Canoas e Pretinhos. Devido ao difícil acesso a algumas áreas, alguns dias a seção foi levantada partindo-se de sul para norte, enquanto que em outros dias partiu-se de norte para sul, o que gerou uma distribuição numérica irregular dos pontos de afloramento.

Ao final foram descritos 71 afloramentos e coletadas 163 amostras destinadas a análise estrutural e petrográfica. Os materiais utilizados foram os equipamentos básicos como caderneta, lupa de 10x, martelo petrográfico, canivete, bússola tipo *Clar*, ácido clorídrico 1:10 e GPS, além dos equipamentos de proteção individual.

3.3. Caracterização Metamórfica e Microtectônica

Para a realização da análise metamórfica e microtectônica das rochas da região foram confeccionadas 25 lâminas petrográficas a partir de 23 amostras coletadas durante as

três etapas de campo. As lâminas descritas estão discriminadas na tabela 3.3.1. A serragem das amostras foi realizada na Oficina de Laminação (LAMIN) e a confecção das lâminas delgadas foi feita no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), ambos da UFPR.

Tabela 3.3.1: Tabela com especificações sobre as lâminas delgadas confeccionadas a partir das amostras coletadas em campo.

Afloramento	Litotologia	Quantidade	Orientada	Nome
Per 4	Filito/Anfibolito	1		4
Per 13	Granitoide milonítico	1	x	13
Per 14	Granitoide milonítico	3	x	14A
				14B
				14AC
Per 27	Turmalinito	1		27
Per 32	Anfibolito	1		32
Per 37	Anfibolito	1	x	37
Per 40	Rocha cálciossilicática	2		40
			x	40B
Per 43	Rocha cálciossilicática	1		43
Per 45	Filito	1	x	45
Per 47	Xisto cálciossilicático	2		47
			x	47B
Per 48	Anfibolito	4		48
				48A
				48B
			x	48BC
Per 52	Mármore impuro	1		52
Per 54	Mármore impuro	1	x	54
Per 59	Filito	1	x	59
Per 60	Rocha cálciossilicática	2		60A
				60B
Per 61	Xisto	2		61
			x	61B

As lâminas foram descritas em microscópio óptico de luz transmitida, modelo *Olympus BX-51-P,* no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da UFPR e as fotomicrografias foram capturadas com a câmera *Axio Imager A2m* e tratadas no *software Axio Vision*, no LAMIR.

As análises tiveram como objetivo: reconhecer microestruturas e classificá-las segundo a proposta de Passchier e Trouw (2005); descrever as paragêneses minerais diagnósticas de fácies metamórficas, utilizando como base para classificação a obra de Bucher & Grapes (2011); reconhecer os protólitos e os eventos tectônicos que geraram a deformação e o metamorfismo.

3.4. Análise Estrutural

Para realização da análise estrutural foi realizado o processamento em meio digital dos dados adquiridos em campo.

As informações coletadas foram organizadas em planilhas do programa *Microsoft Excel*. Em seguida, os dados estruturais foram plotados em diagramas estereográficos de Schimidt-Lambert, semi-esfera inferior, utilizando os programas *Stereo32* e *OpenStereo,* permitindo a análise da distribuição espacial das estruturas de forma setorizada na área de estudo, segundo métodos descritos por Ramsay e Huber (1997).

3.5. Espacialização dos dados

As estruturas e os litotipos identificados em campo foram plotados na base cartográfica com o auxílio do software *ArcGis 10.3,* gerando assim uma melhor noção da distribuição das unidades e estruturas associadas.

3.6. Confecção da Seção Geológica

Para a construção da seção geológica foi primeiramente extraído um perfil topográfico sobre as linhas AB, BC e CD (figura 1.1.1 e 1.1.2). Para isso, foi gerado um Modelo Digital de Elevação pelo software *ArcGis 10.3* a partir das curvas de nível da base cartográfica, digitalizadas segundo as cartas planialtimétricas do Departamento de Serviços Gerais do Exército Brasileiro na escala 1:25.000, espaçadas de 10 em 10 m. Em seguida, a seção foi desenhada à mão, ilustrando a interpretação das estruturas em subsuperfície, a partir dos dados coletados em superfície. Ao final, a seção foi digitalizada com o uso do software *Adobe Ilustrator CS6.*

3.7. Integração ao SIG Perau

Ao final, os dados adquiridos e as interpretações resultantes foram integrados ao SIG Perau, criado por Fedalto (2015) com o objetivo de integrar dados geológicos e geofísicos históricos aos atuais.

O SIG constitui um amplo banco de dados da região do Perau, que inclui os dados geológicos do projeto executado pelo DNPM/CPRM “Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira” (Takahashi et al*.* 1981), da tese de Daitx (1996) “Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira – PR)”, dados aerogeofísicos do aerolevantamento Paraná-Santa Catarina executado pela CPRM (2011), dados geológicos recentes de Fedalto (2015) e os produzidos nesta pesquisa.

4. UNIDADES GEOLÓGICAS

Os afloramentos descritos foram discriminados em unidades de acordo com a divisão estratigráfica proposta por Daitx (1996).

4.1. NÚCLEO TIGRE

Na região do Núcleo Tigre o caminhamento foi feito transversal ao Núcleo Perau, exposto pela Antiforma Água Clara. Foram descritos dez afloramentos que contemplam granitoides protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos de duas fácies composicionais: sienogranitos e biotita sienogranitos.

Os sienogranitos protomiloníticos a miloníticos (Per-11 ao Per-14) são de granulação fina a grossa, cor rosa claro, compostos por feldspato alcalino (~40%), quartzo (~40%), plagioclásio (~5%), biotita (~10%) e anfibólio (~5%), com orientação preferencial que varia de incipiente a forte. Na maioria das vezes a foliação é forte com estiramento mineral e o feldspato alcalino aparece na matriz e como porfiroclastos em forma de *augen,* compondo até 20% da rocha*.* A textura ígnea é fanerítica inequigranular porfirítica de fina a média, com textura protomilonítica desenvolvida após a deformação. Foram encontradas porções em que a orientação preferencial é incipiente, mas se verifica bandamento irregular, em bandas essencialmente micáceas e bandas essencialmente quartzo-feldspáticas (Per-13).

Os sienogranitos ultramiloníticos (Per-14 ao Per-20) são de granulação fina a média, cinza acastanhados, compostos por feldspato alcalino (~55%), quartzo (~25%) e biotita (~20%), com estiramento maior que achatamento e definem uma lineação Lx e um L-tectonito (Passchier e Trouw 2005), como demonstrado na figura 4.1.1 d. Pode ocorrer muscovita compondo até 50% da rocha, provavelmente derivada de metamorfismo do feldspato alcalino. Há porções em que a biotita e muscovita com orientação preferencial definem uma foliação milonítica tipo xistosidade contínua a anastomosada “Sc”, definindo um LS-tectonito.

Os biotita sienogranitos são miloníticos a ultramiloníticos (Per-11 a Per-14), de cor cinza acastanhados, de granulação fina a grossa, compostos por biotita (~50%), feldspato alcalino (~25%) e quartzo (~25%), o feldspato alcalino aparece como porfiroclastos de até 3 cm, compondo até 10% da rocha, na forma de *augens* (figura 4.1.1 c)*.* Os minerais estão intensamente estirados, definindo lineação Lx, e há orientação preferencial de biotita definindo uma foliação milonítica tipo xistosidade, formando LS-tectonitos (Passchier e Trouw 2005). Veios de quartzo ocorrem paralelos à foliação milonítica, por vezes dobrados em dobras isoclinais centimétricas. É comum haver intercalações entre as fácies

sienograníticas com as fácies de biotita sienogranitos, métricas a centimétricas, marcadas por contatos bruscos entre as fácies (figura 4.1.1 a, b).

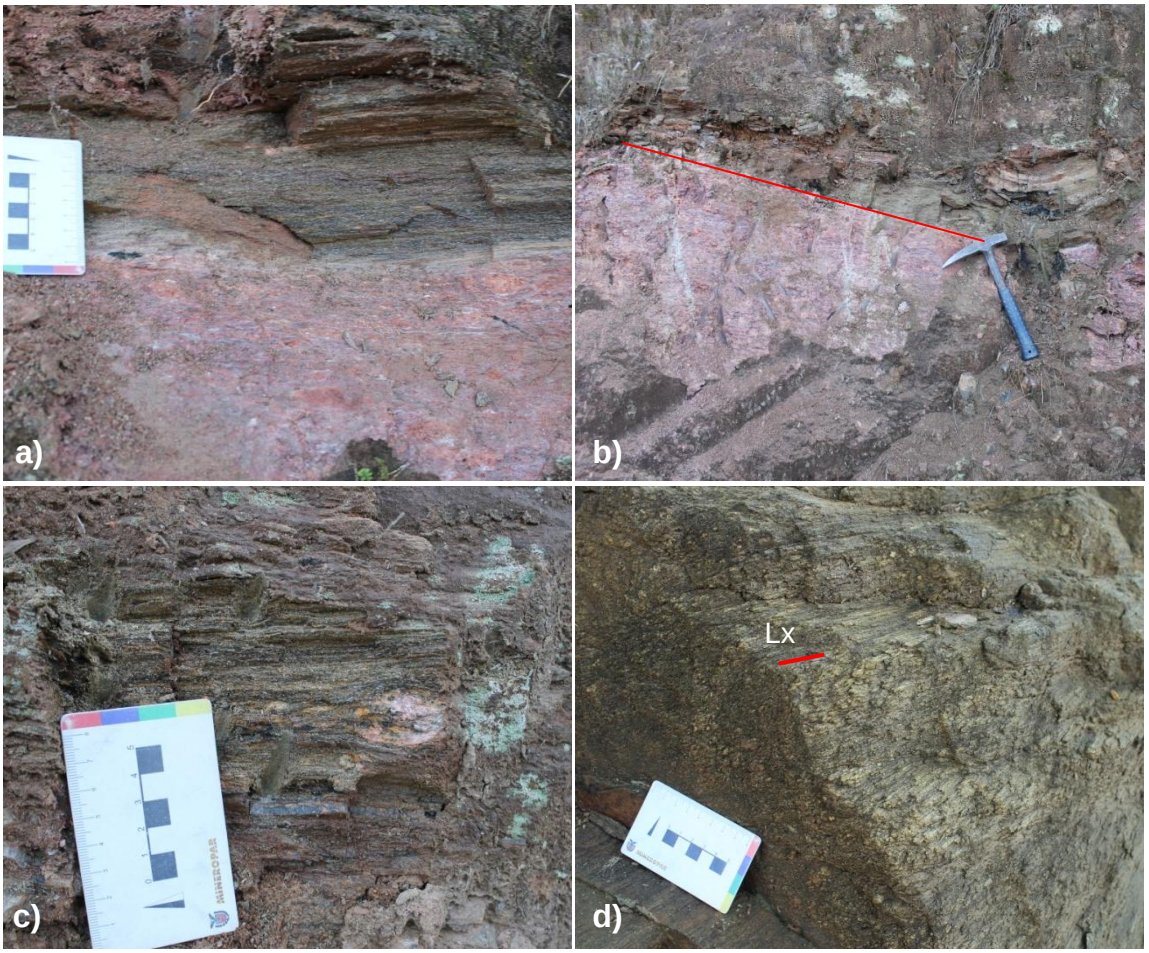


Figura 4.1.1: Sienogranito milonítico intercalado com biotita sienogranito ultramilonítico (a, b; Per-11); biotita sienogranito ultramilonítico com porfiroclasto de feldspato alcalino em forma de *augen* e veio de quartzo paralelo a foliação milonítica (c; Per-11); lineação de estiramento mineral definindo L-tectonito em sienogranito ultramilonítico (d; Per-14).

4.2. UNIDADE BASAL DO COMPLEXO PERAU

Foram descritos seis afloramentos correspondentes à unidade basal do Complexo Perau, onde foram encontrados essencialmente quartzitos, mas por vezes intercalados com xistos ou com sienogranitos ultramiloníticos.

No nível inferior de quartzitos, próximo ao Núcleo Tigre, foram encontrados sericita quartzitos brancos de granulação muito fina a fina, compostos por quartzo (~85%), sericita (~10%) e óxidos de ferro (~5%). Apresentam níveis maciços de até 30 cm de espessura, intercalados com níveis de até 2 cm de espessura com clivagem ardosiana definida por orientação preferencial de sericita (figura 4.2.1 a).

Pode ocorrer bandamento composicional centimétrico (1 a 10 cm de espessura) em bandas com óxidos de ferro, de coloração cinza a avermelhada, e bandas brancas sem

óxidos de ferro (figura 4.2.1 b). São comuns porções muito finas de aspecto *chert* (material criptocristalino de deposição química). A textura em geral é granolepidoblástica. Foram identificados níveis de 1 a 2 cm de espessura com óxidos de ferro e *boudins* de quartzo de 5 cm de espessura por 60 cm de comprimento, paralelos à foliação S2.

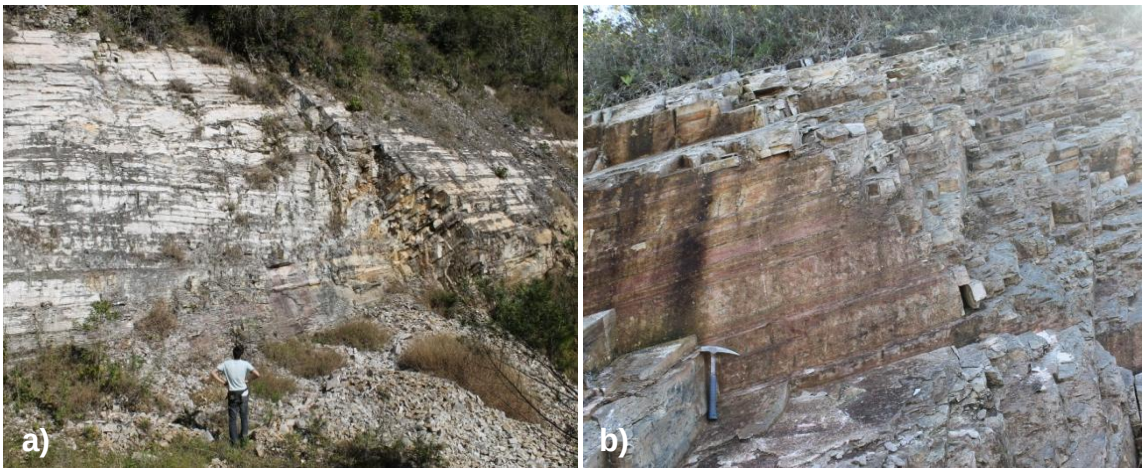


Figura 4.2.1: Quartzito da unidade basal com intercalação de níveis maciços e níveis com clivagem ardosiana (a: Per-10); bandamento composicional paralelo à clivagem ardosiana (b: Per-9).

No contato com o Núcleo Tigre se verificou imbricamento tectônico com os sienogranitos ultramiloníticos. O quartzito apresenta-se como uma "lasca" de 3 m de espessura, entre os sienogranitos, com muitos veios de quartzo próximos ao contato, concordantes com a foliação milonítica.

No nível superior dos quartzitos da unidade basal, suas características litológicas são idênticas ao quartzito do nível inferior, por vezes as bandas com clivagem ardosiana são mais espessas, chegando a 50 cm. Ocorre intercalação com xisto, provavelmente do nível indiferenciado da unidade basal. Este xisto é cinza avermelhado, de granulação fina, composto por muscovita (~60%), quartzo (~30%) e feldspato alcalino (~10%), com orientação preferencial de muscovita definindo xistosidade interna contínua (S1), crenulada por uma xistosidade espaçada de 1 a 2 mm, mais pervasiva e bem representada em afloramento (S2). A textura é lepidoblástica. Veios de quartzo de até 4 cm de espessura podem cortar discordantemente os quartzitos.

4.3. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU

Na unidade intermediária foram encontradas rochas de composição calciossilicática, carbonato-silicáticas e mármores impuros (classificação de Rosen et al. 2007), e litotipos não carbonatados, como metacherts e anfibolitos.

Próximo ao contato com os quartzitos da unidade basal (Per-56, 57 e 58), foi encontrado uma rocha provavelmente carbonato-silicática de assembléia mineralógica

dificilmente identificável por estar muito friável devido ao intemperismo. Sua composição é provavelmente de quartzo (~75%), carbonato (~10%), sericita (~10%) e óxidos de ferro (~5%), de granulação muito fina e cor banca com pintas laranjada. Sua estrutura não é bem definida, provavelmente isótropa ou com foliação espaçada incipiente. Muita venulação de quartzo foi encontrada em meio a esta rocha, em veios de 1 cm de espessura, paralelos à possível foliação espaçada.

Nos níveis basais foram encontrados metacherts brancos maciços, compostos 100% por quartzo de granulação muito fina (figura 4.3.1. a). Ocorrem níveis mineralizados em cobre e ferro, que apresentam bornita, calcopirita, azurita, malaquita, pirita e hematita. Tem aspecto de vênulas e parecem apresentar brechamento tectônico, com fragmentos da rocha encaixante em meio aos minerais de minério (figura 4.3.1 b). Os metacherts ocorrem também intercalados a mármores impuros, alternando níveis de espessura centimétrica dos dois litotipos.

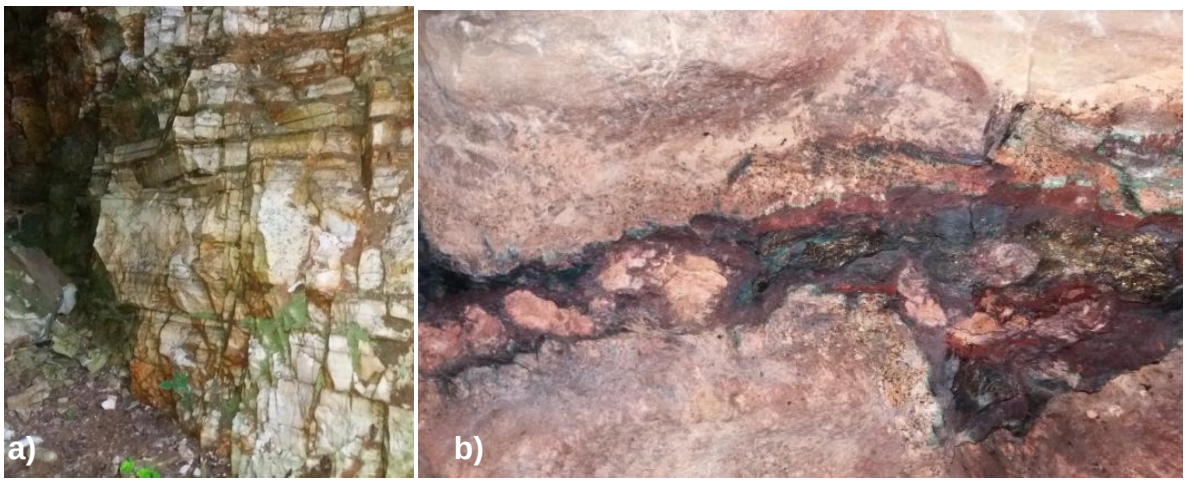


Figura 4.3.1: Metachert da unidade intermediária, na galeria da azurita (a), o nível mineralizado apresenta aspecto de brecha (calcopirita, malaquita, azurita e pirita como matriz para fragmentos da rocha encaixante) (b; Per-2: galeria do cobre).

Em níveis intermediários da unidade, foi encontrado um mármore impuro com bandamento metamórfico e uma assembleia mineralógica bastante variada (figura 4.3.2). É de cor branca, granulação fina a grossa, composto por carbonato (~50-90%), tremolita (~25%), sericita (~5%), biotita (~5%), actinolita (~5%) e minerais opacos (~10%), com bandamento metamórfico em bandas de tremolita de até 1 cm de espessura e bandas essencialmente carbonáticas de até 10 cm de espessura, mas a orientação preferencial dos minerais é incipiente. A textura é nematoblástica. Em alguns afloramentos bandas de turmalina e magnetita de cor negra, bandas de quartzo de aspecto *chert* e pintas de malaquita, foram também encontradas, sendo esta unidade uma possível fração exalítica.

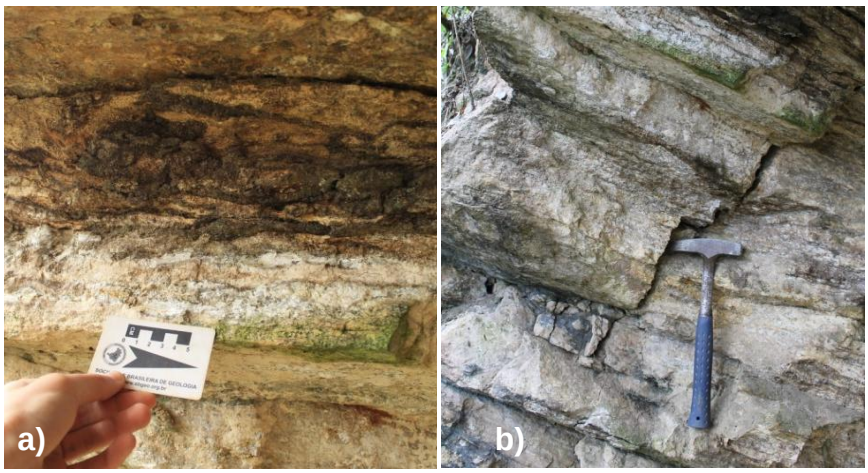


Figura 4.3.2: Mármore impuro bandado: bandas de carbonato e epidoto, bandas de tremolita, bandas de turmalina e magnetita e bandas de quartzo de aspecto *chert* (a, b: Per-54).

Nos níveis superiores da unidade intermediária ocorrem rochas calciossilicáticas com estrutura foliada tipo xistosidade ou clivagem ardosiana. São de cor cinza escuro, granulação muito fina, compostas por quartzo (~45%), biotita (~20%), muscovita/sericita (~15%), carbonato (~5%), minerais opacos (~5%), plagioclásio (~5%) e actinolita (~5%). Esta composição pode variar, apresentando até 30% de zoisita, 20% de actinolita, 30% de plagioclásio, 10% de opacos e 10% de carbonato, e alguns níveis milimétricos de galena oxidada, níveis com óxidos de ferro de cor laranja e de magnetita, foram também identificados. Apresenta foliação contínua a espaçada (5 mm de espaçamento), ondulada em alguns níveis (dobras abertas centimétricas). A actinolita pode ter orientação preferencial gerando lineação mineral (figura 4.3.3 a).

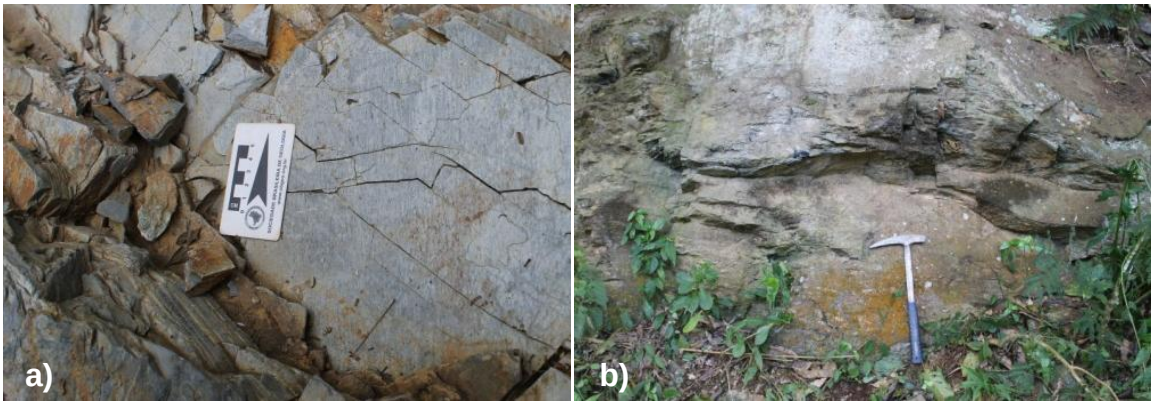


Figura 4.3.3: Rocha calciossilicática com xistosidade contínua, lineação mineral de actinolita e lineação de crenulação (a: Per-59); rocha calciossilicática com xistosidade contínua, com dobra métrica da foliação S2 (b: Per-60).

Boudins de quartzo junto a sulfetos são comuns e mais raramente ocorrem *boudins* de barita, estão paralelos à xistosidade, ou dobrados em dobras de plano axial paralelo a xistosidade. Ocorrem dobramentos centimétricos a métricos das foliações, abertos e subverticais (figura 4.3.3 b). Foliação milonítica com presença de par S-C foi encontrada em alguns afloramentos, geralmente paralela à xistosidade (Per-43 e 51). Nas rochas de

estrutura mais foliada, é possível ver uma foliação contínua interna e oblíqua à xistosidade principal, sugerindo que haja uma foliação S1 anterior à xistosidade (S2).

Foi observada de maneira localizada, a presença de anfibolito de granulação fina a média composto por anfibólio (~50%), plagioclásio (~45%), opacos (~4%) e augita (~1%), de estrutura isótropa e textura blastofítica, constituindo uma rocha metabásica (Per-5).

4.4. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU

Na unidade superior ocorrem mica xistos e filitos de origem pelítico-arenosa, que estão intercalados com anfibolitos derivados de rochas básicas.

Os filitos são de cor cinza escuro a avermelhado, granulação muito fina, compostos por sericita (~80%) e quartzo (~20%), podendo ter até 5% de grafita e 5% de magnetita, que ocorre como porfiroblastos de até 2 mm. Apresentam bandamento composicional milimétrico em bandas cinza escuro e bandas cinza claro a avermelhadas, paralelo a uma xistosidade milimétricamente espaçada (S2). Internamente há uma xistosidade contínua oblíqua a espaçada (S1), que também pode apresentar bandamento composicional submilimétrico (figura 4.4.1), crenulada. A textura é lepidoblástica. Uma terceira foliação S3, tipo clivagem disjuntiva de crenulação pode ocorrer quando o a xistosidade S2 está crenulada em dobras de plano axial verticalizado, estilo *kink* (Per-44, 45).

Figura 4.4.1: Filito com bandamento composicional em S2.

Os xistos são de cor cinza claro, granulação fina a grossa, compostos por muscovita e sericita (~35%), quartzo (~35%), biotita (~20%) e actinolita (~10%), comumente com porfiroblastos de granada de até 5 mm (figura 4.4.2 a), de biotita de até 3 mm, com sombra de pressão simétrica ou assimétrica, e de magnetita de 1 mm. Ocorre um bandamento composicional milimétrico de bandas quartzosas intercaladas com bandas de biotita e muscovita/sericita, que definem uma xistosidade pouco espaçada S1. Uma foliação S2 tipo clivagem de crenulação também ocorre, pode ser anastomosada, e ambas podem estar crenuladas por S3. A textura é lepidoblástica a granolepidoblástica.

Ocorre milonitização com estiramento mineral gerando biotita-*fish*, normalmente paralelo à clivagem de crenulação S2. Há zonas em que se desenvolve um bandamento mais espaçado, paralelo a foliação milonítica, com bandas de até 1 cm de espessura de muscovita e biotita grossa com orientação preferencial e formando lineação mineral (figura 4.4.3 b).

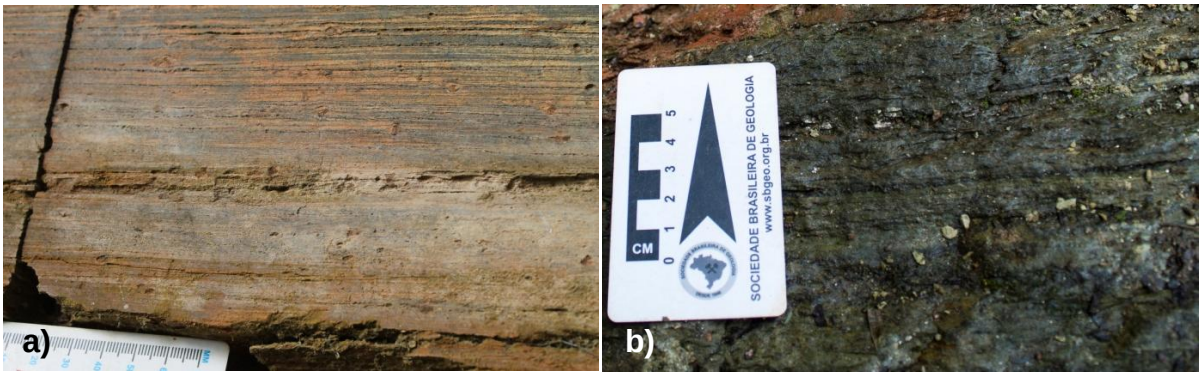


Figura 4.4.2: Xisto da unidade superior com porfiroblastos de granada de até 5 mm, com sombra de pressão simétrica (a: Per-47); xisto da unidade superior com bandas de biotita e muscovita de granulação grossa intercaladas com bandas muito finas com milonitização (b: Per-63).

Corpos de anfibolito, provavelmente derivados de rochas básicas, ocorrem intercalados às metapelíticas, geralmente são de cor verde claro a verde escuro, de granulação média, compostos por anfibólio (~60%) e plagioclásio (~40%), pode conter magnetita e biotita, apresentam foliação incipiente a anastomosada forte, e textura blastofítica. Em alguns afloramentos foi identificada foliação milonítica com estiramento de anfibólio. Foi identificada uma intercalação com turmalinitos compostos por plagioclásio (~50%), turmalina (~30%) e magnetita (~20%), de granulação média a grossa, com porfiroblastos de turmalina euédrica de até 1 cm, de estrutura isótropa (figura 4.4.3) e textura granoblástica.

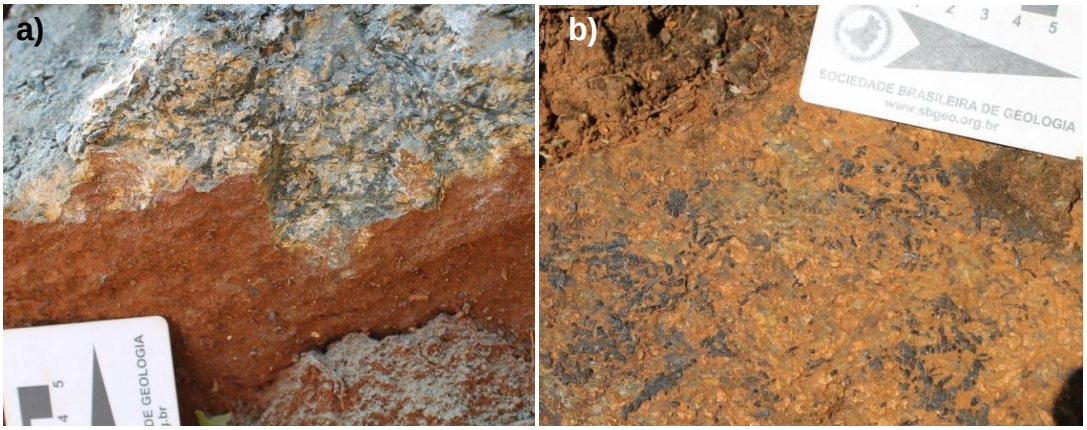


Figura 4.4.3: Turmalinitos de estrutura isotrópica, com porfiroblastos de turmalina em matriz de plagioclásio, magnetita, e talvez barita (a: Per-27; b: Per-28).

Alguns litotipos exóticos aos característicos da unidade superior foram identificados, como uma rocha calciossilicática de cor cinza esverdeado, granulação fina, composta por quartzo (~20-55%), sericita (~20-40%), epidoto (~10%), biotita (~10%) e carbonato (~5-15%) com veios de quartzo e rodocrosita de até 5 cm de espessura, com xistosidade ou foliação anastomosada, e textura granolepidoblástica (Per- 66, 69 e 70).

Na porção norte da unidade superior, próximo a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande foi encontrado um granitoide de cor rosa claro, granulação fina, composto por feldspato alcalino (~40%), quartzo (~20%), anfibólio (~15%), magnetita (~15%), plagioclásio (~5%) e biotita (~5%), de estrutura maciça a foliada incipiente (Per-67). A textura é fanerítica equigranular fina. Poucos metros adiante foi identificado um ultramilonito de granulação muito fina composto por argilominerais (~80%), muscovita (~10%) e magnetita (~10%) arredondada com sombra de pressão, que poderia ser derivado de tal granitoide (Per-68).

5. PETROGRAFIA: PARAGÊNESES MINERAIS E MICROTECTÔNICA

Vinte e cinco lâminas delgadas da área de interesse foram confeccionadas para análise do metamorfismo e análise microtectônica. Um resumo dos dados petrográficos está apresentado tabela do anexo II.

5.1. NÚCLEO TIGRE

Duas fácies do núcleo Tigre foram caracterizadas petrograficamente, uma de composição sienogranítica e estrutura protomilonítica, e uma de composição biotita sienogranítica e estrutura milonítica.

O sienogranito é de granulação muito fina a fina, composto por quartzo (44%), microclínio (40%), biotita (10%), plagioclásio (5%), turmalina (1%), hornblenda (tr.), alanita (tr.), zircão (tr.), opacos (tr.) e granada (tr.) encontrada em amostra macroscópica. O microclínio, o plagioclásio e o quartzo apresentam extinção ondulante e ocorrem com feições de recristalização dinâmica como o *bulging*, e as bordas são cercadas por novos grãos, formando textura manto-núcleo. O microclínio e o plagioclásio apresentam sericitização fraca a moderada. O plagioclásio pode apresentar exossoluções de quartzo. A turmalina é subédrica, de granulação muito fina a fina, com zonamento composicional, as bordas são castanhas e o núcleo é verde, pode ter exossoluções de quartzo e fraturas preenchidas por quartzo, não apresenta orientação preferencial (figura 5.1.1 c, d). Ocorre uma orientação preferencial incipiente a fraca de quartzo e feldspatos (figura 5.1.1 a, b) e a biotita é intersticial, sem orientação preferencial.

A geração do sienogranito pode ter sido por anatexia em fase de migmatização dos granitoides do embasamento, gerando uma textura em geral granoblástica e composição muito félsica, entretanto, os mecanismos de deformação dinâmica indicam milonitização pouco desenvolvida e atuação de cisalhamentos durante a provável fusão parcial.

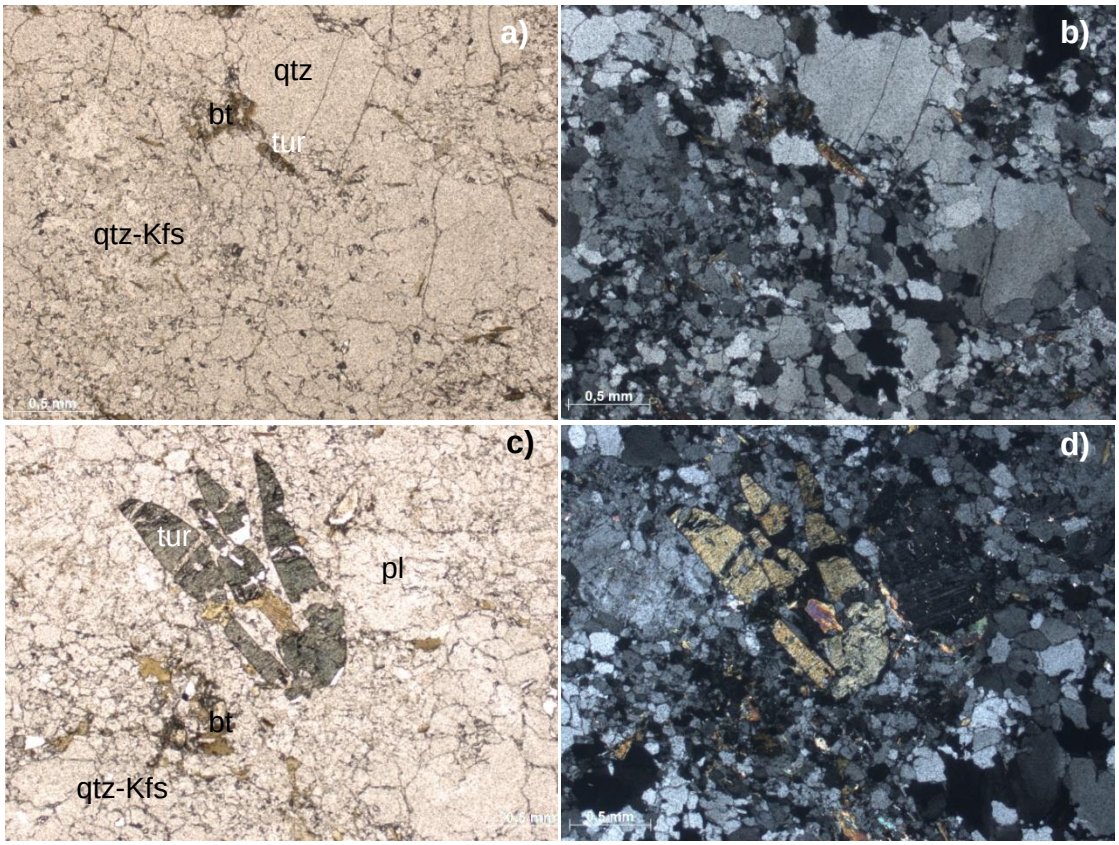


Figura 5.1.1: Fotomicrografia de sienogranito protomilonítico com bandamento fraco em bandas em que dominam cristais de granulação grossa e bandas em que domina matriz de granulação fina, com *bulging* nos quartzo e feldspato alcalino (a: NP; b: NX); Turmalina com fraturas preenchidas por quartzo e exossoluções de quartzo em seu interior (c: NP; d: NX) (Per-13).

O biotita sienogranito é de granulação muito fina a fina, composto por microclínio (45%), biotita (40%), quartzo (10%), minerais opacos (5%), epidoto (tr.) e zircão (tr.). Apresenta foliação milonítica anastomosada com bandamento milimétrico (até 3 mm de espessura) em bandas com maior concentração de biotita e bandas com maior concentração de quartzo e feldspato alcalino. O microclínio ocorre na matriz e como porfiroclastos em formato sigma, intensamente recristalizados, por vezes com núcleo preservado que pode apresentar pertita, passando a novos grãos em contato por *bulging* ou por migração de limite de grão. Os novos grãos dos porfiroclastos e da matriz apresentam contatos retilíneos poligonais a lobados. O quartzo apresenta feições de *bulging* e rotação de subgrão, geralmente com diminuição do tamanho do grão na matriz. A biotita geralmente está estirada com hábito *fish,* e define uma xistosidade milimetricamente espaçada, referida como Sc. Nas bandas de quartzo e microclínio os cristais não tem orientação preferencial e

as bandas são em geral sigmoides (figura 5.1.2). A matriz perfaz 60% da rocha, caracterizada como milonito (Sibson, 1977).

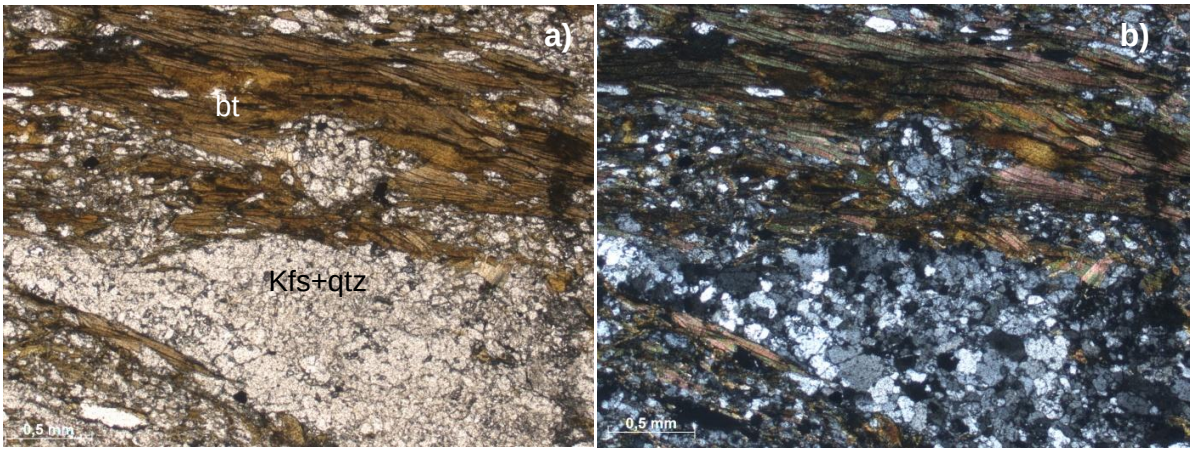


Figura 5.1.2: Fotomicrografia de biotita sienogranito milonítico do Núcleo Tigre com intensa diminuição do tamanho do grão nas bandas de quartzo e microclínio, os porfiroclastos estão intensamente recristalizados em novos grãos e mostram formato sigma reliquiar (a: NP; b: NX) (Per-14, corte plano XZ).

No corte YZ, se vem porfiroclastos de quartzo e microclínio com intensa recristalização, com feições de rotação de subgrão e migração de limite de grão, com subgrãos orientados perpendiculares ao bandamento. A biotita apresenta duas orientações preferenciais com ângulo de 120º, contornando as bandas de microclínio e quartzo sigmoides (figura 5.1.3).

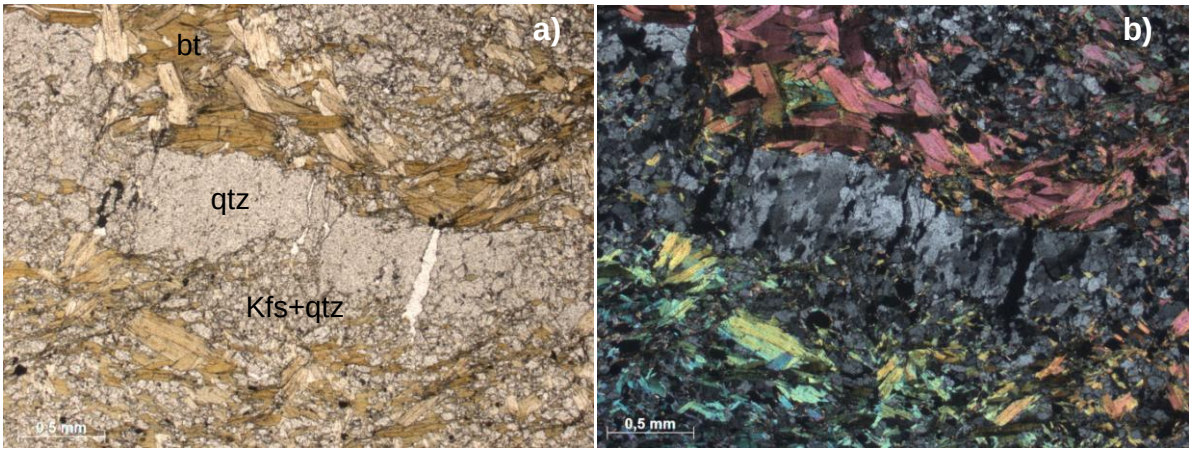


Figura 5.1.3: Fotomicrografia de sienogranito milonítico com orientação no plano YZ, os porfiroclastos de quartzo apresentam rotação de subgrão e migração de limite de grão, a biotita apresenta duas orientações principais, contornando as bandas sigmoides de quartzo e feldspato alcalino (a: NP; b: NX) (Per-14).

5.2. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU

Nove lâminas delgadas foram produzidas a partir da unidade intermediária do Complexo Perau, que incluem mármores impuros, rochas calciossilicáticas e anfibolitos.

Os mármores impuros são de granulação fina a grossa, compostos por carbonato (50%), tremolita (30%), minerais opacos (10%), biotita (5%), actinolita (4%), mica branca (1%) e titanita como acessório. A estrutura é bandada em bandas de até 1 cm de espessura, compostas essencialmente por tremolita, com carbonato, minerais opacos e biotita intersticiais, e bandas milimétricas a centimétricas (até 10 cm de espessura) compostas essencialmente por carbonato, com tremolita, biotita, actinolita e mica branca intersticiais (figura 5.2.1). Os minerais em geral não apresentam orientação preferencial, mas a tremolita, a actinolita e a biotita apresentam fraca orientação preferencial paralela ao bandamento. A textura é nematoblástica e a recristalização parece ter ocorrido por metamorfismo estático regional, com dissolução por pressão formando o bandamento metamórfico, que provavelmente corresponde à foliação S2 regional.

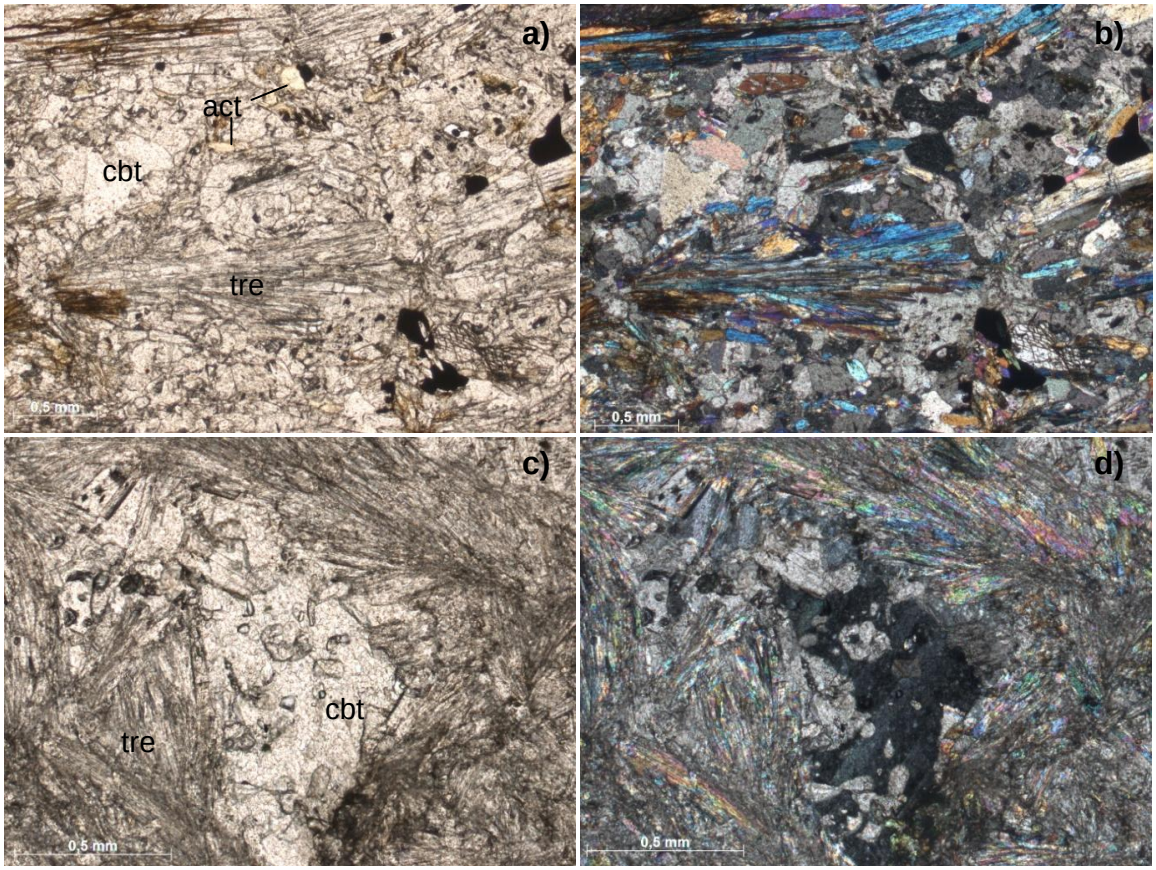


Figura 5.2.1: Fotomicrografia de mármore impuro da unidade intermediária (Per-54) com bandamento em bandas compostas essencialmente por tremolita e bandas compostas essencialmente por carbonato (a: NP; b: NX); porfiroblasto de carbonato com exossoluções e bordas alteradas para outros carbonatos anédricos, junto a bandas de tremolita (Per-52: c: NP; d: NX).

O carbonato ocorre de granulação muito fina a média, anédrico a subédrico, com contatos retilíneos poligonais a difusos, apresenta fraca extinção ondulante e uma fraca alteração para carbonatos de granulação muito fina. Ocorre também como porfiroblastos de granulação fina a grossa nas bandas de tremolita, com geminação polissintética, inclusões de tremolita e titanita, bordas corroídas e com exossoluções de carbonato anédrico (figura

5.2.1), mostrando instabilidade e possível relação pré-tectônica com a foliação S2, podendo ser reliquiar de uma foliação S1 anterior. A tremolita é de granulação média a grossa, subédrica a euédrica, com inclusões de minerais opacos, exossoluções de quartzo e alterada para biotita, carbonato e óxidos de ferro, com extinção ondulante. A actinolita é de granulação muito fina, instersticial, subédrica e com orientação preferencial. Os minerais opacos são de granulação fina a média, anédricos a euédricos, com contatos retilíneos a difusos, com bordas alteradas para óxidos de ferro. Estes parecem ser de duas gerações, uma anterior aos outros cristais, pois aparece incluso em tremolita, e uma posterior ao metamorfismo, pois pode apresentar inclusões de actinolita, tremolita e carbonato.

Variações mineralógicas ocorrem, a proporção de carbonato pode ser de 70%, junto a 20% de actinolita e 5% de plagioclásio, sem tremolita (Per-59). A actinolita está alterada para carbonato e pode apresentar *kink* bands, apresenta orientação preferencial e forma bandas sigmoides de 2 mm de espessura que contornam porfiroblastos de plagioclásios em estado avançado de corrosão para carbonato e fraturamento, conferindo a rocha uma foliação anastomosada (S2) e textura nematoblástica. O plagioclásio raramente apresenta macla, tem forte extinção ondulante e aspecto *augen*, parece ser pré-tectônico com relação à foliação anastomosada, provavelmente é herdado da foliação S1.

As rochas calciossilicáticas são de cor cinza escuro, granulação muito fina, compostas por quartzo (20-45%), biotita (30%), muscovita/sericita (15-35%), carbonato (5%), minerais opacos (5-10%) e plagioclásio (5%), apresentam estrutura foliada com xistosidade espaçada submilimetricamente, com bandamento metamórfico em bandas predominantemente micáceas, de biotita, sericita e carbonato, e bandas quartzosas, com biotita e sericita intersticial. O bandamento se formou por dissolução por pressão, sob condições de deformação estática, e define uma foliação S1, que está intensamente transposta por uma foliação anastomosada S2 (subparalela a S1), com geração de *boudins* de quartzo, truncamentos e orientação preferencial de quartzo e micas.

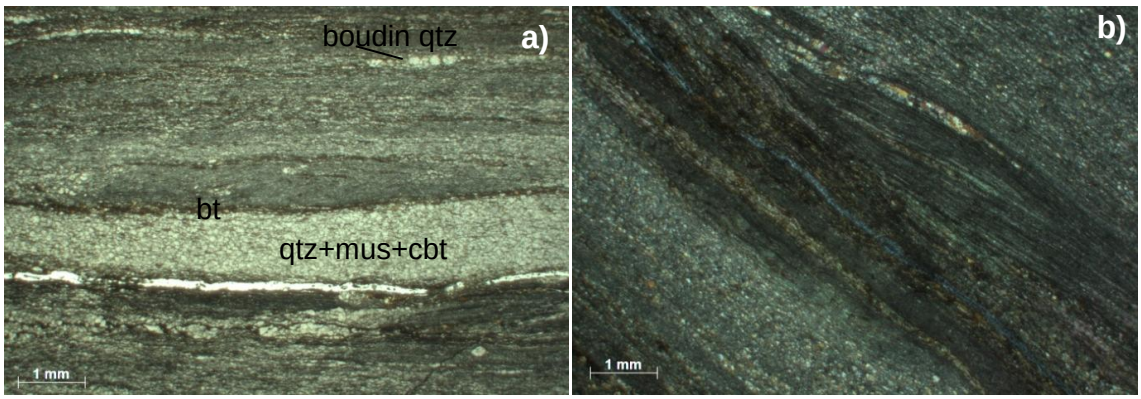


Figura 5.2.2: Fotomicrografias de rocha calciossilicática da unidade intermediária com truncamento entre níveis da xistosidade S1, e *boudins* de S2 truncando os níveis de S1 (Per-40) (a: NP; b: NX).

O quartzo apresenta contatos retilíneos poligonais, com extinção ondulante, por vezes em fita e geralmente com hábito sigmoide e com orientação preferencial. As micas apresentam extinção ondulante e orientação preferencial. O plagioclásio geralmente não apresenta maclas, tem extinção ondulante e contatos lobados com *bulging*. Os minerais opacos são anédricos, de granulação muito fina, e alongados com orientação preferencial segundo a foliação S2. A textura é granolepidoblástica.

No afloramento Per-40, foi identificada granocrescência entre as bandas, podendo indicar preservação da estrutura sedimentar. Neste caso a foliação metamórfica S1 seria paralela ao So (figura 5.2.2).

A unidade se apresenta bastante heterogênea composicionalmente, a rocha do afloramento Per-60 é calciossilicática, constituída por plagioclásio (30%), zoisita (30%), actinolita (20%), minerais opacos (10%), carbonato (5%), biotita (3%), microclínio (2%), titanita (tr.) e tremolita (tr.). Apresenta bandamento metamórfico anastomosado, em bandas de plagioclásio e microclínio intercaladas com bandas de biotita, actinolita e zoisita. É observada textura nematoblástica, com todos os cristais com forte extinção ondulante e orientação preferencial. A geometria anastomosada da foliação e os truncamentos entre níveis podem ser resultado da transposição do bandamento metamórfico S1. A foliação de transposição corresponde a S2 e é caracterizada por geometrias sigmoidais das bandas, frequentemente interrompidas por níveis de actinolita com fraca orientação preferencial (figuras 5.2.3 e-h).

O plagioclásio apresenta contatos retilíneos a serrilhados, em contato por *bulging* com subgrãos e novos grãos. Raramente apresenta maclas e está saussuritizado e alterado para titanita, tem inclusões de actinolita e minerais opacos. O microclínio está associado ao plagioclásio, com contatos retilíneos a difusos e apresenta geminação em grade (figura 5.2.3 c, d). Ambos, plagioclásio e microclínio, parecem ocorrer como porfiroblastos em forma de *augen*, contornados por actinolita (figura 5.2.3 a, b). A zoisita apresenta orientação preferencial e está fraturada com actinolita preenchendo as fraturas. O carbonato ocorre instersticial aos outros minerais, frequentemente como alteração de zoisita e plagioclásio. A actinolita pode estar em contato difuso com plagioclásio, apresenta orientação preferencial e deformação em *kink*s. Os minerais opacos ocorrem de duas formas: com orientação preferencial, inclusos em plagioclásio, zoisita e actinolita, ou instersticiais a eles, mostrando pelo menos duas gerações de minerais opacos.

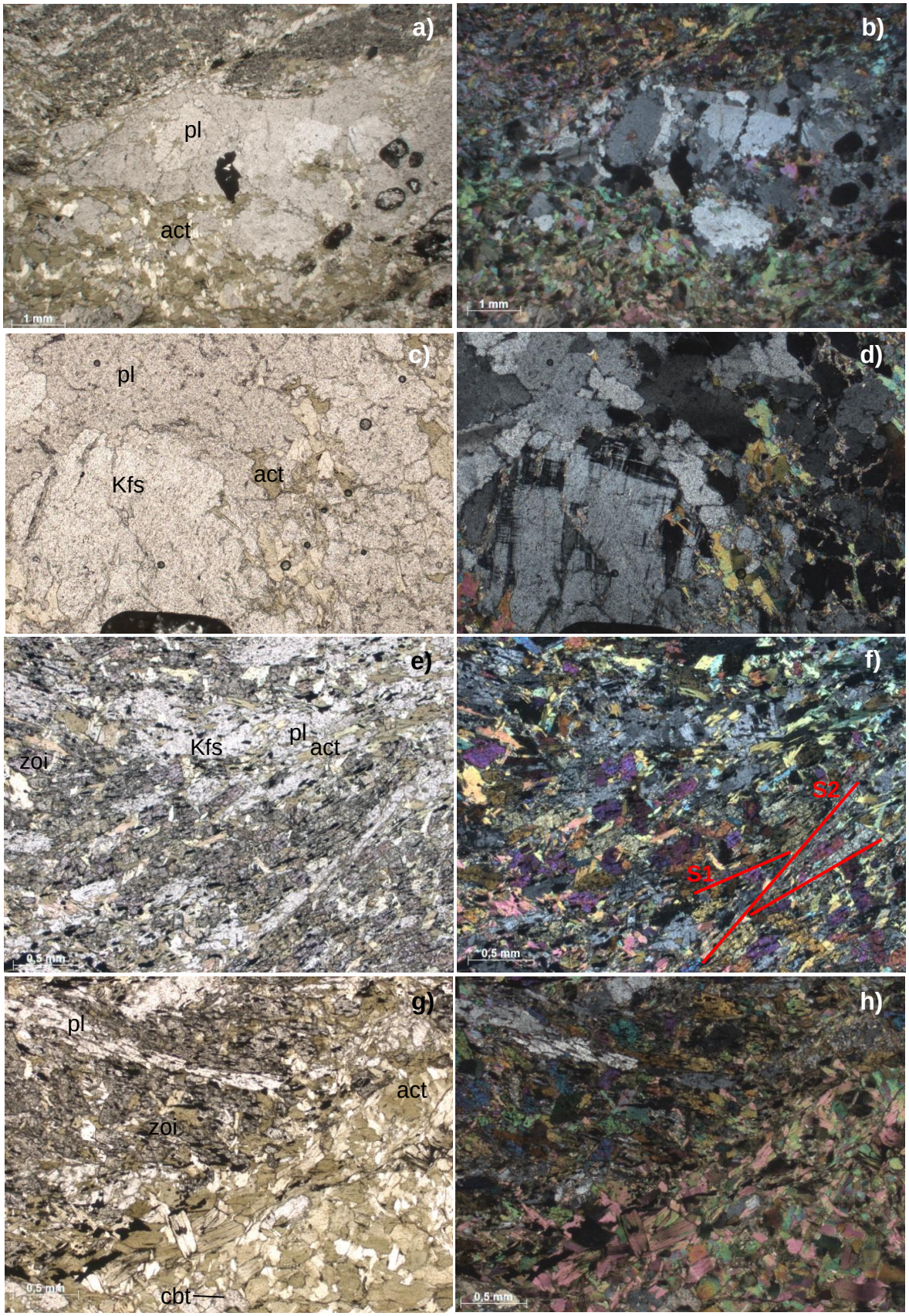


Figura 5.2.3: Fotomicrografias das rochas calciossilicáticas da unidade intermediária, Per-60: porfiroblastos de plagioclásio contornados por actinolita, com truncamento por um nível de actinolita a esquerda (a: NP; b: NX) e microclínio com geminação em grade, associado a plagioclásio (c: NP; d: NX); truncamentos entre os níveis de zoisita, actinolita e plagioclásio (e, g: NP; f, h: NX).

O afloramento Per-43 apresenta composição bastante aluminosa, anômala à unidade, com abundância em estaurolita (15%) e muscovita/sericita (35%). A estaurolita é de granulação muito fina, em seções basais e prismáticas, com orientação preferencial segundo a foliação anastomosada (S2), mas alguns cristais apresentam sinais de rotação, sugerindo geração em fase anterior (figura 5.2.4). O quartzo pode apresentar *bulging* e inclusões de sericita e estaurolita. *Boudins* de quartzo truncam a xistosidade e apresentam rotação de subgrão, revelando o metamorfismo dinâmico envolvido em sua formação, provavelmente responsável também pela rotação da estaurolita e irregularidades do bandamento S1.

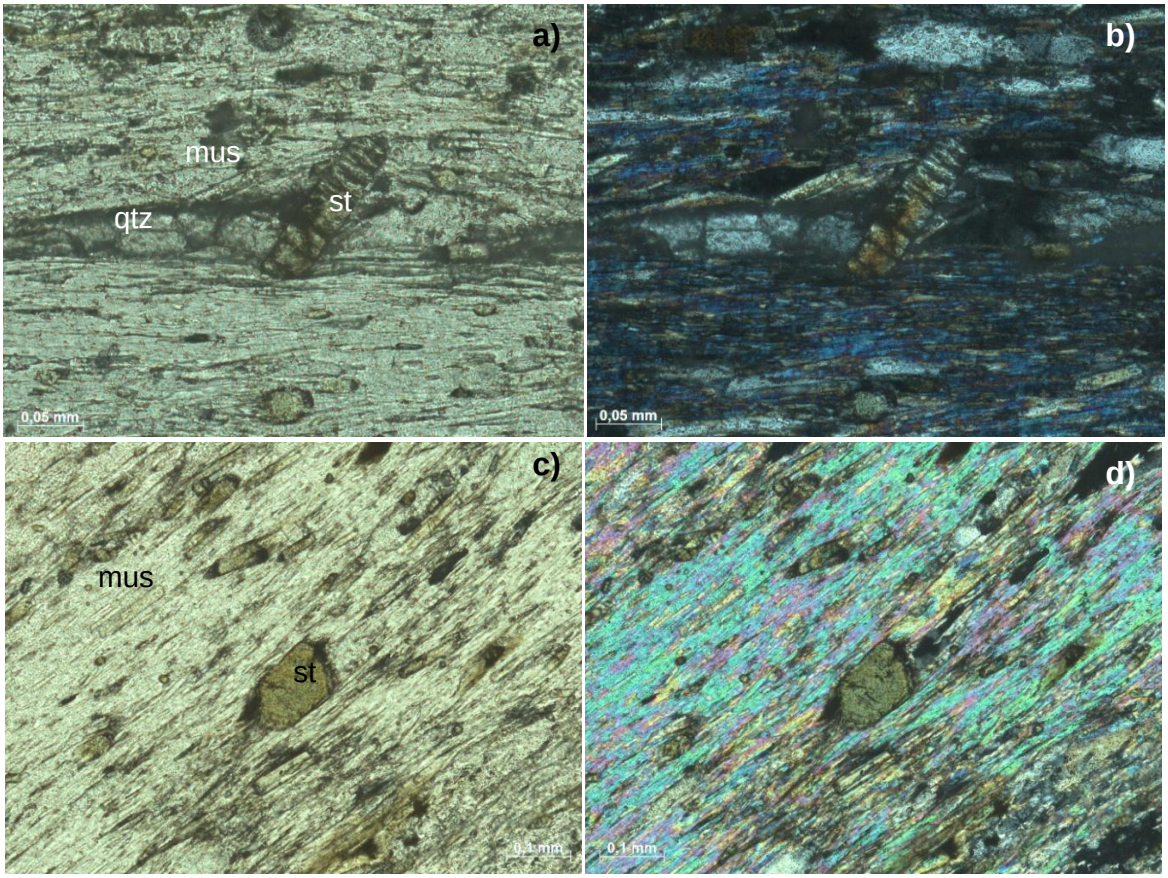


Figura 5.2.4: Fotomicrografias das rochas calciossilicáticas da unidade intermediária com estaurolita (Per-43), ocorre com orientação preferencial segundo a xistosidade ou rotacionada, truncando a foliação e associada à *boudins* de quartzo (a, c: NP; b, d: NX).

Um anfibolito foi caracterizado petrograficamente na unidade intermediária (Per-04), é de granulação fina, composto por hornblenda (50%), plagioclásio (45%), augita (2%) e minerais opacos (3%), de estrutura maciça e textura blastofítica, de origem de rocha básica, devido à presença de augita. A hornblenda pode apresentar exossoluções de quartzo e os contatos para plagioclásio são transicionais, também ocorre ao redor da augita, mostrando perda de estabilidade do piroxênio durante o metamorfismo. O teor de anortita dos plagioclásios é de cerca de 30%, caracterizando oligoclásio a andesina. Há um nível de

granulação muito fina, com cristais poligonais, podendo indicar um bandamento metamórfico incipiente S1 (figura 5.2.5).

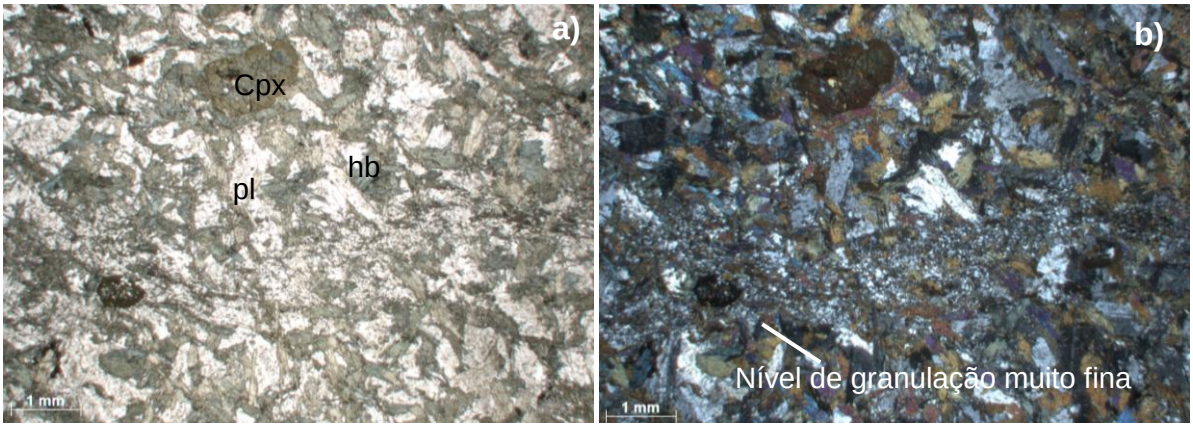


Figura 5.2.5: Fotomicrografia de anfibolito da unidade intermediária (Per-04): nível de granulação muito fina e cristal de augita preservado em meio a matriz essencialmente de hornblenda e plagioclásio, com banda irregular de granulação muito fina (a: NP; b: NX).

5.3. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU

Na unidade superior do Complexo Perau foram caracterizados petrograficamente filitos, xistos e anfibolitos.

Os xistos e filitos são de granulação muito fina a média, compostos por muscovita/sericita (35%), quartzo (25%), actinolita (15%) biotita (15%), minerais opacos (10%) e clorita (tr.), com estaurolita, granada e turmalina acessórios. A estrutura é foliada com xistosidade submilimetricamente espaçada (S1), com bandamento metamórfico formado por dissolução por pressão, em bandas quartzosas com actinolita intersticial e bandas micáceas de muscovita e biotita com minerais opacos e por vezes estaurolita e granada. Em algumas amostras é visível a transposição de S1 por uma clivagem de crenulação disjuntiva, definida por orientação preferencial de muscovita e biotita (S2), que se apresenta em diferentes estágios de desenvolvimento nos afloramentos:

- de crenulação assimétrica de S1, bem desenvolvida nos níveis micáceos, e incipiente nos níveis quartzosos (Per-47B; figura 5.3.1 a, b);
- de crenulação simétrica do tipo *kink*, com rompimento de porfiroblastos de biotita e do bandamento S1 (Per-61; figura 5.3.1 c, d);
- anastomosada de transposição intensa, paralela ao bandamento S1, com preservação de alguns truncamentos e de porfiroblastos de biotita desestabilizada para quartzo que pode estar estirada com hábito *fish* e rotacionada, definindo níveis miloníticos (Per-47; figura 5.3.1 e, f);
- francamente milonítica, definida por estiramento de granada, biotita, quartzo e opacos, ou com rotação e rompimento de granada (figura 5.3.1 g, h; figura 5.3.2 a-f).

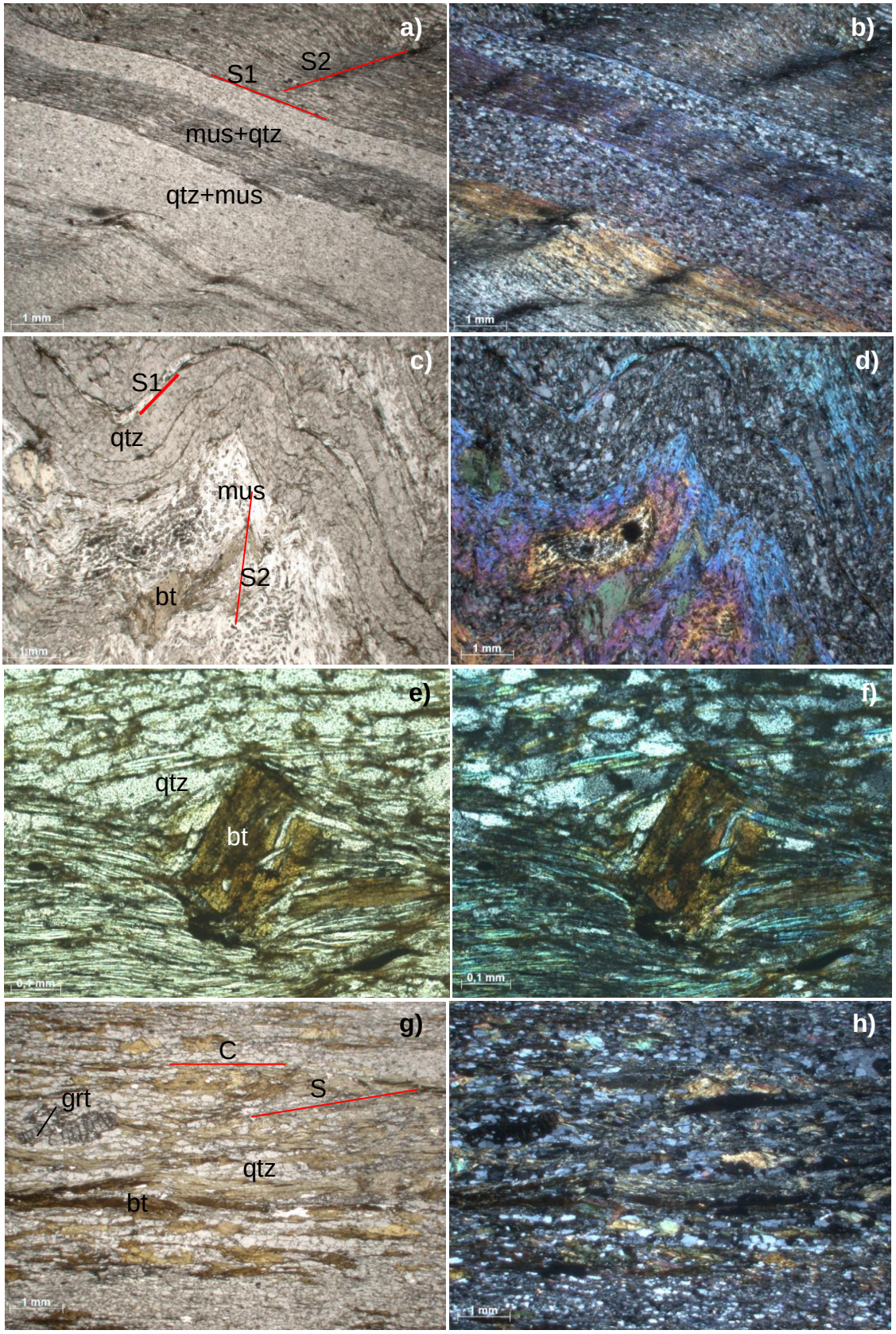


Figura 5.3.1: Fotomicrografias de xistos da unidade superior apresentando diferentes estados de transposição de S1 por S2: crenulação assimétrica heterogênea em níveis micáceos e níveis quartzosos (Per-47B, a: NP, b: NX); crenulação simétrica heterogênea, com rompimentos da foliação e em porfiroblastos de biotita (Per-61, c: NP, d: NX); clivagem de crenulação anastomosada paralela a S1, com biotita deformada e corroída por S2 (Per-47, e: NP, f: NX); foliação milonítica com estiramento de granada, biotita e quartzo (Per-61, g: NP, h: NX);

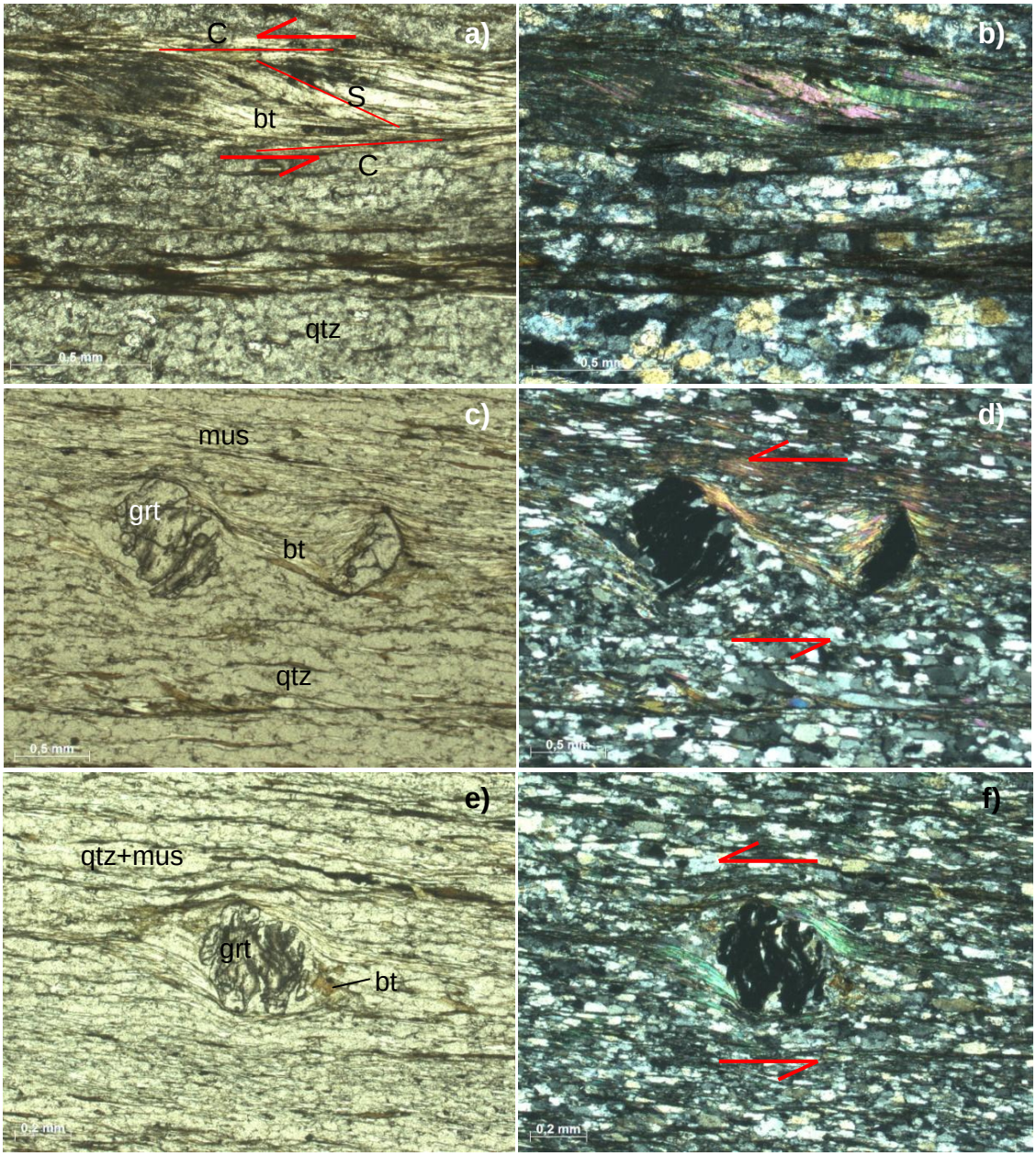


Figura 5.3.2: Fotomicrografias de xistos com foliação milonítica da unidade superior: biotita estirada com hábito *fish* na foliação milonítica (Per-48A, a:NP, b:NX); granada rompida e rotacionada na foliação milonítica (Per-48B, c: NP, d: NX); granada rotacionada na foliação milonítica (Per-48B, e: NP, f:NX).

No afloramento Per-45 foi identificada crenulação de S2 em dobras abertas a tipo *kink*, simétricas, com clivagem de crenulação disjuntiva bem desenvolvida, definida por reorientação preferencial de micas, caracterizada como S3 (figura 5.3.3).

O quartzo é de granulação fina, anédrico, com contatos retilíneos poligonais a lobados, ocorrendo *bulging* com frequência. Apresenta forte extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. A actinolita é intersticial ao quartzo e micas e pode não apresentar orientação preferencial, ou ter orientação segundo S1, geralmente tem extinção ondulante. Os minerais opacos são subédricos com contatos retilíneos a curvilíneos, corroídos nas bordas e no

interior para quartzo, biotita, muscovita e óxidos de ferro. Em geral não apresentam orientação preferencial, mas podem ter orientação preferencial segundo S1 e S2, mostrando prováveis duas gerações de opacos. A estaurolita e a turmalina são muito finas, dispersas na matriz e sem orientação preferencial, mas a turmalina pode ter orientação preferencial segundo foliação milonítica.

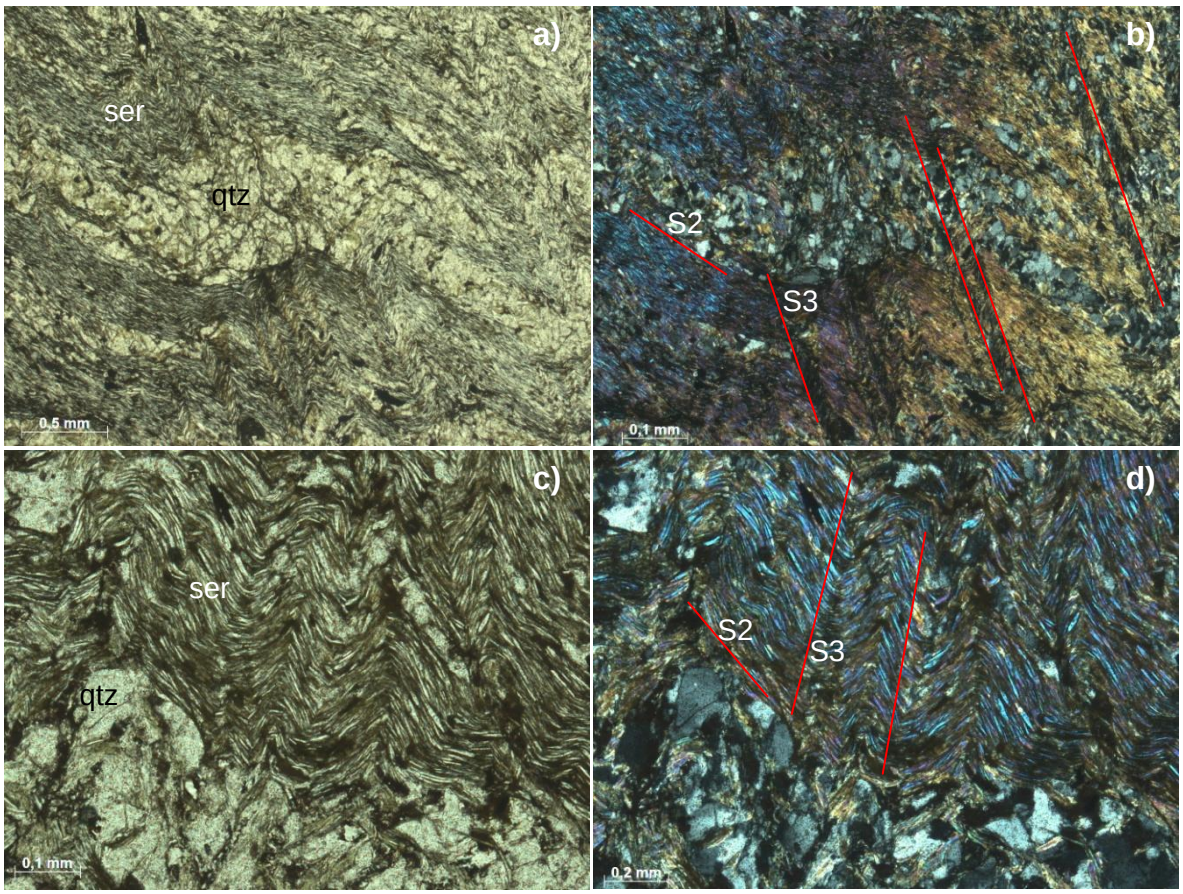


Figura 5.3.3: Fotomicrografias de xisto com xistosidade anastomosada S2 crenulado por clivagem disjuntiva de crenulação S3. As bandas micáceas estão mais intensamente dobradas que as bandas quartzosas. (Per-45: a, c - NP, b, d - NX).

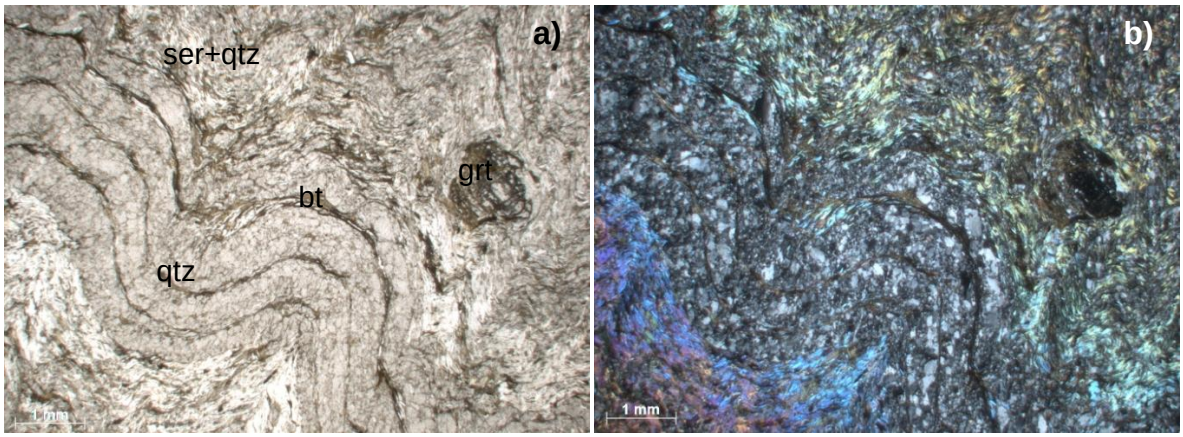


Figura 5.3.4: Fotomicrografias de xisto com S1 crenulada e porfiroblasto de granada corroída (Per-61; A: NP; B: NX).

A granada ocorre como porfiroblastos de até 5 mm, subédricos, geralmente muito corroídos para quartzo, biotita e minerais opacos, talvez carbonato, e podem ter cauda de biotita e sombra de pressão de quartzo (figura 5.3.4).

Os anfibolitos da unidade superior são de granulação fina a média, compostos por plagioclásio (50%), hornblenda (30%), muscovita/sericita (8%), clinozoisita (5%), minerais opacos (5%), biotita (2%), com ocorrência de quartzo, clorita e augita. Geralmente apresenta orientação preferencial incipiente a moderada dos cristais de plagioclásio e hornblenda. A textura é nematoblástica, mas por vezes parece isótropo e a textura é granoblástica. A foliação provavelmente corresponde a S2 dos xistos e filitos da unidade superior, sendo por vezes milonítica.

O plagioclásio ocorre geralmente sem macla, e quando ocorre é geminação *Carlsbad* ou geminação polissintética, que pode estar deformada (figura 5.3.5). Apresenta extinção ondulante e bordas com subgrãos e novos grãos em contato por *bulging*. Apresenta inclusões de hornblenda e biotita, o teor de anortita vai de 25% a 40%, caracterizando oligoclásio a andesina. A orientação preferencial é fraca e pode estar alterado para epidoto e clorita.

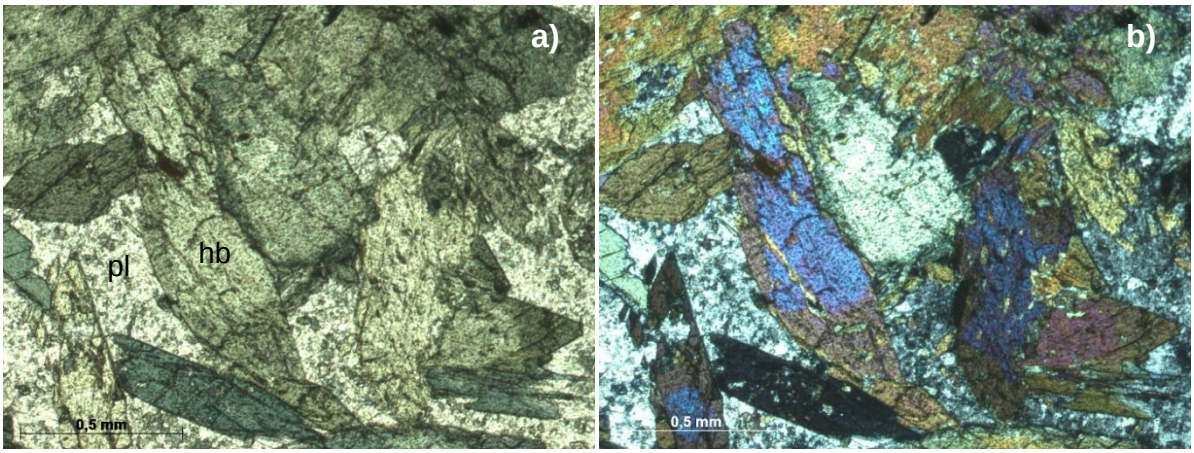


Figura 5.3.5: Fotomicrografias de anfibolito da unidade superior, com hornblendas com zonamento composicional (Per-32; a: NP; b: NX).

A hornblenda é anédrica a euédrica, com exossoluções de quartzo, e pode apresentar zonamento, com as bordas mais verdes que o interior (figura 5.3.5). Pode estar associada à clinozoisita e muscovita, e alterada para biotita, apresenta forte orientação preferencial e pode ocorrer como porfiroblastos estirados de até 1 cm. Os minerais opacos ocorrem no interior dos cristais de hornblenda e plagioclásio, como inclusões, ou nas bordas da hornblenda. Cristais de augita estão por vezes presentes, com alteração para epidoto e clorita, exossoluções de quartzo, e associados a minerais opacos. Provavelmente indicam derivação ígnea de rochas básicas.

Nos afloramentos Per-37 e Per-48 foi identificada milonitização no anfibolito, com foliação anastomosada e porfiroblastos de hornblenda estirados, com clivagem deformada e hábito sigmoide, formando hornblenda-*fish*, e por vezes são aciculares nas caudas dos porfiroblastos deformados (figura 5.3.6). Os cristais de plagioclásio são muito finos e parecem ter passado por diminuição do tamanho do grão durante o cisalhamento, compondo uma matriz que perfaz cerca de 40% da rocha e a caracteriza como um protomilonito (Sibson 1977).

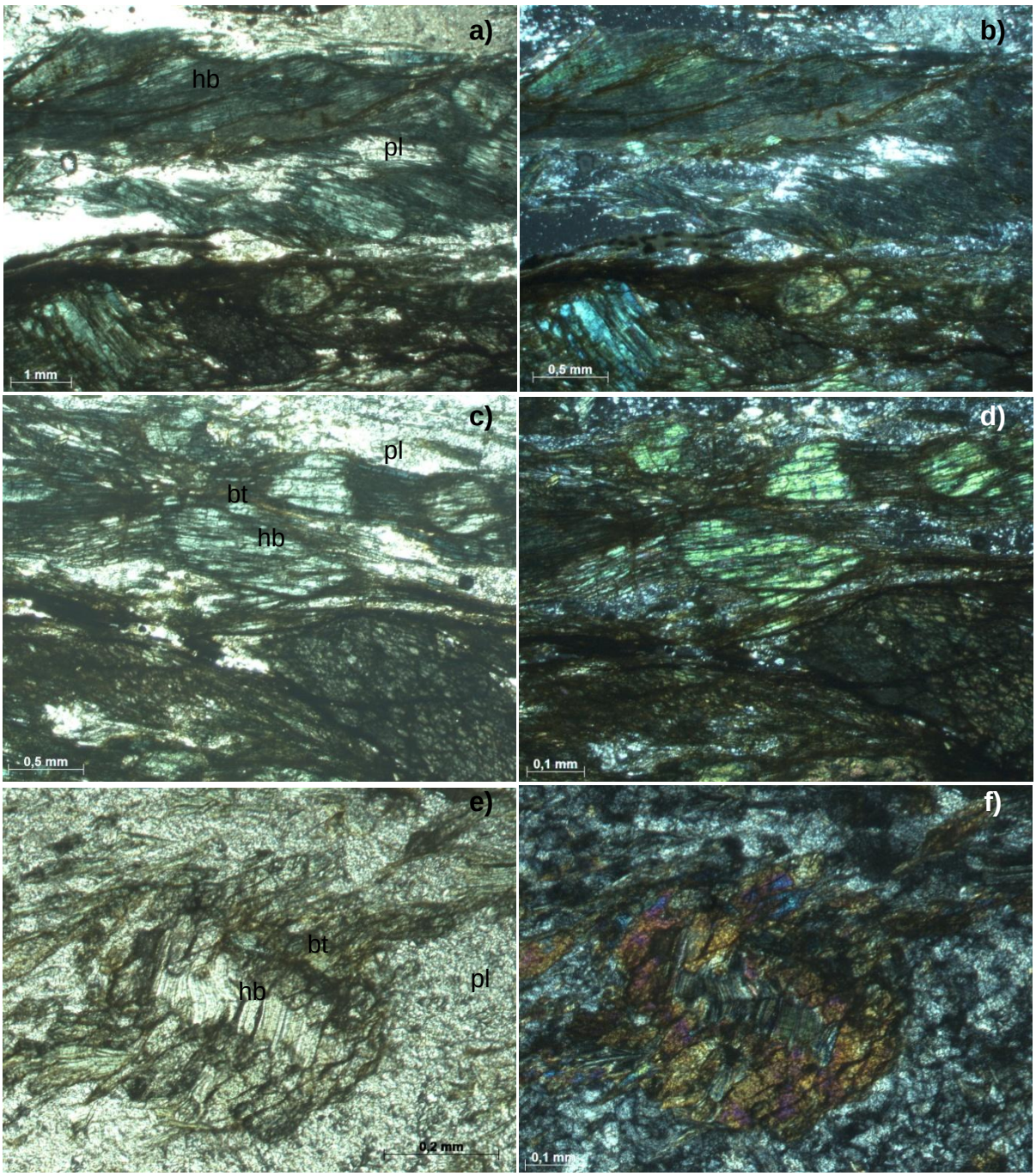


Figura 5.3.6: Fotomicrografias de anfibolitos da unidade superior com textura milonítica, os cristais de hornblenda estão estirados com hábito *fish* (Per-37; a, c: NP; b, d: NX), por vezes rotacionados com alteração para biotita nas bordas (Per-48; e: NP; f: NX).

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Nas unidades mapeadas no Complexo Perau, foram identificadas três foliações: S1, S2 e S3, de natureza dúctil a dúctil/rúptil, desenvolvidas de maneira diferente de acordo com os litotipos associados.

Uma foliação S1 foi identificada de maneira localizada, geralmente é uma xistosidade contínua com ou sem bandamento metamórfico associado. Esta xistosidade (S1) está crenulada por uma segunda foliação S2, muito pervasiva, que geralmente é uma xistosidade pouco espaçada anastomosada, que trunca e transpõe S1, gerando lineação de intersecção Li entre elas. O par S1/S2 costuma estar subparalelizado, e dobrado por dobras fechadas a suaves em diferentes escalas, de microscópicas a megascópicas, como as grandes dobras do Sistema Anticlinório Anta Gorda, e uma clivagem disjuntiva S3 se desenvolveu plano axial a este dobramento.

Foliações miloníticas foram encontradas com frequência no Complexo Perau, mas de maneira localizada, geralmente paralelas a foliação S2 ou S3, a depender do contexto tectônico. No Núcleo Tigre, uma foliação milonítica “Sc” se desenvolveu de maneira bastante pervasiva, sendo característica da unidade, mas parece ser correlata a S1 do Complexo Perau. Uma foliação de crenulação da foliação milonítica Sc do Núcleo Tigre também foi identificada e diferenciada como S2, correlata à S2 do Complexo Perau.

Estruturas rúpteis como falhas e fraturas também ocorrem, e sua importância é destacada próximo às grandes zonas de cisalhamento.

6.1. NÚCLEO TIGRE

No Núcleo Tigre, os sienogranitos e biotita sienogranitos apresentam uma foliação milonítica (Sc) definida por estiramento mineral (Lx) e achatamento mineral, formando tectonitos do tipo LS, ou com estiramento muito maior que achatamento, originando L-tectonitos (figura 6.1.1 a). O estiramento gerou quartzo e feldspatos em forma de charuto, e biotita e muscovita com hábito *fish.* O feldspato pode ocorrer com formato elipsoide e com sombra de pressão assimétrica (figura 4.1.1 c). Nos termos pobres em micas, a foliação é anastomosada (figura 6.1.1 b), com os cristais da matriz muito finos, contornando os porfiroclastos de feldspatos, enquanto que nos termos ricos em micas, especialmente biotita, a foliação é do tipo xistosidade contínua a anastomosada (figura 6.1.1 c), com as micas contornando os porfiroclastos de feldspatos.

A foliação milonítica por vezes aparece crenulada e uma clivagem de crenulação S2 trunca a Sc, de maneira oblíqua. S2 é disjuntiva e espaçada de 0,5 a 2 cm, definida por orientação preferencial de biotita e muscovita (figura 6.1.1 d).

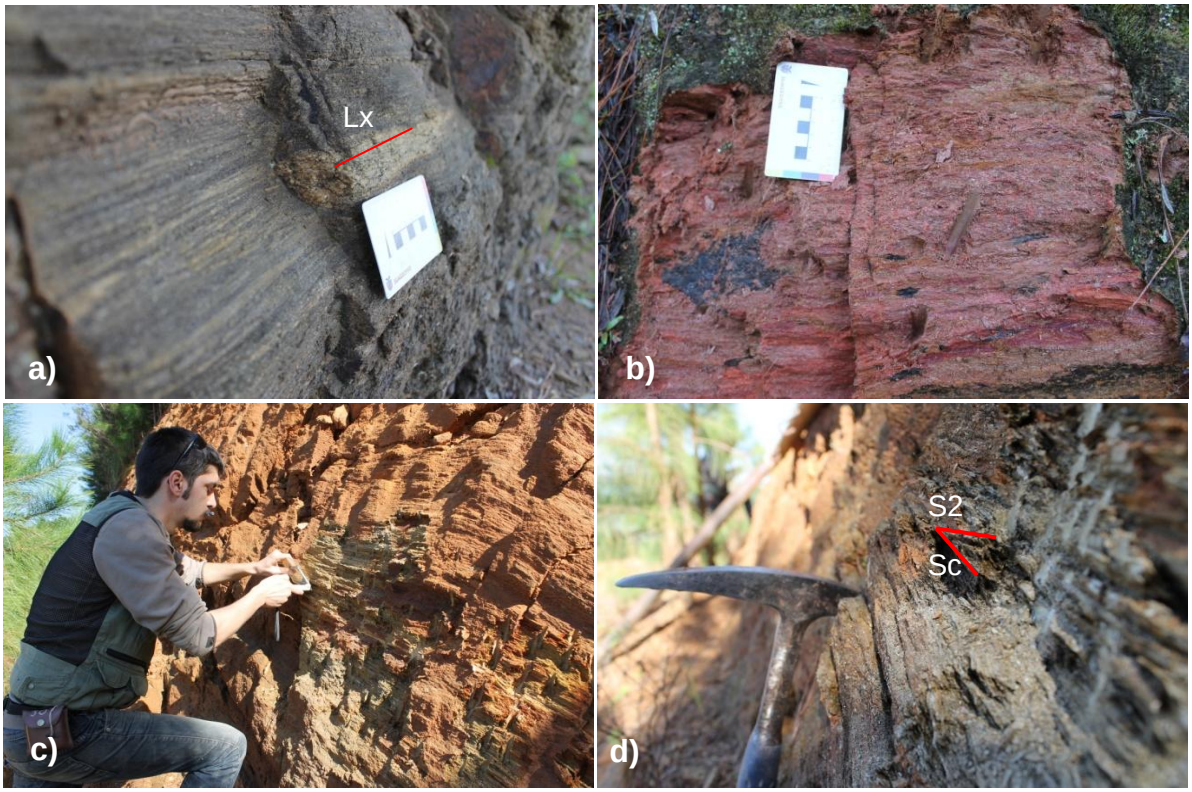


Figura 6.1.1: Biotita sienogranito ultramilonítco, com lineação de estiramento mineral evidente (a: Per-14); sienogranito ultramilonítico com foliação tipo xistosidade contínua a anastomosada (Sc) bem definida (b: Per-16); sienogranito ultramilonítico com foliação tipo xistosidade contínua a anastomosada (Sc) bem definida (c: Per-17); Foliação milonítica crenulada com desenvolvimento de clivagem de crenulação disjuntiva espaçada (S2) (d: Per-17).

A foliação Sc apresenta direção principal N50E e os mergulhos variam de 5º a 75º para noroeste, mas o mergulho principal é de 35º/NW, determinado a partir do máximo estatístico de concentração de medidas. A grande variação de mergulhos se deve provavelmente a dobramentos da foliação, que pode ser observado no estereograma apresentado na figura 6.1.2 a, b, com guirlanda sugerindo eixo de azimute N050/01. A concentração dos polos dos planos no quadrante SE sugere dobramento assimétrico, com ambos os flancos mergulhando para noroeste. Além da crenulação que gerou a clivagem S2, dobras suaves de comprimento de onda de alguns metros foram encontradas em campo e podem ter gerado estas diferenças de atitudes da foliação.

As lineações de estiramento apresentadas no estereograma da figura 6.1.2 c, d, são de direção predominante nordeste e sudoeste, caracteristicamente sub-horizontalizadas, com atitudes médias N050/04 e N235/05. Estão contidas nos planos da foliação milonítica

Sc, que apresenta baixo a alto ângulo de mergulho, sugerindo assim, movimentação direcional NE-SW durante cisalhamentos oblíquos que geraram a milonitização.

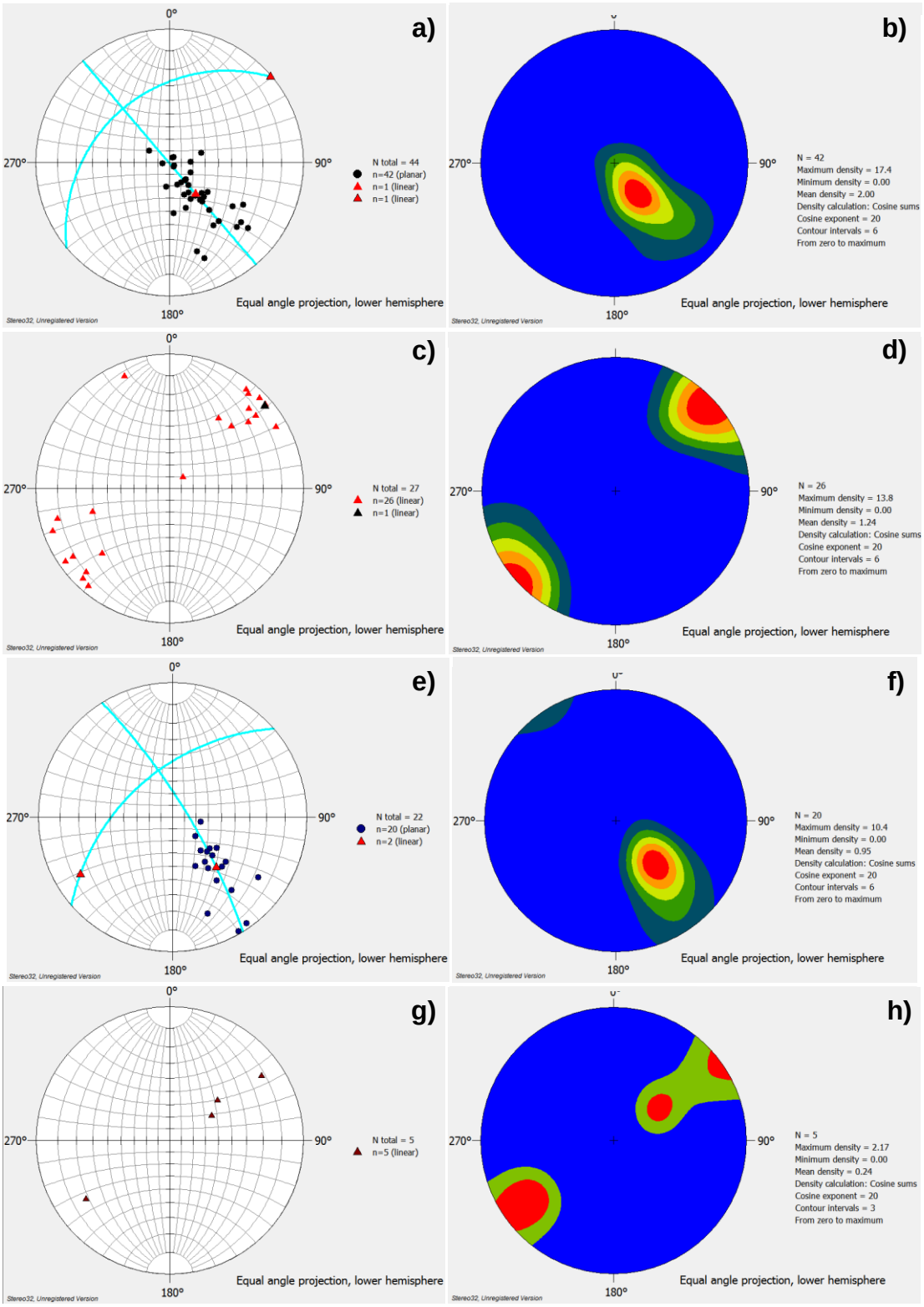


Figura 6.1.2: Estereogramas e diagrama estatísticos para 42 atitudes da foliação milonítica (Sc) (a, b); 29 atitudes da lineação de estiramento mineral (Lx) (c, d); 20 atitudes da foliação de crenulação disjuntiva (S2) (e, f), e 4 atitudes da lineação de intersecção entre Sc e S2 (Li) (g, h) dos granitoides do Núcleo Tigre. Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlanda, triângulos vermelhos (a, e) e preto (c) são os máximos estatísticos e eixos construídos, para a auxiliar a interpretação.

Com relação às medidas dos planos da foliação S2, verificou-se uma distribuição muito semelhante a dos planos da foliação milonítica Sc, mostrando seu subparalelismo, com polo máximo de azimute N139/37 e plano médio N50E/53NW. Os mergulhos variam de 24º a 76º para NW e as lineações de intersecção entre as foliações Sc e S2 são de direção N54E, com mergulho de 10º a 50º para NE ou SW, como apresentado nas figuras 6.1.2 e-h.

No contato dos granitoides com o quartzito da unidade basal (Per-21), foi encontrada uma intercalação métrica entre os litotipos, e um volume considerável de veios de quartzo paralelos à foliação S2 dos granitoides, podendo indicar zonas de cisalhamento onde houve preferência à circulação de fluidos. O contato identificado é de alto ângulo, de atitude N30E/65NW e indica vergência para SE. No afloramento Per-18, S2 apresenta caráter de transposição de Sc, com vergência para SE, e esta poderia indicar a uma possível direção de cavalgamento durante a geração de S2.

6.2. UNIDADE BASAL DO COMPLEXO PERAU

Nos quartzitos da unidade basal se identifica uma clivagem ardosiana pervasiva e espaçada (S2) definida por orientação preferencial de sericita, paralela a um bandamento composicional definido por bandas mais sericíticas e bandas com mais óxidos de ferro. Uma foliação contínua interna e oblíqua a S2 foi identificada, e provavelmente representa S1, é fraca e definida por orientação preferencial de sericita. A intersecção de S1 e S2, gera uma lineação de intersecção Li.

Dobras de arrasto fechadas a isoclinais da foliação S2 foram identificadas (Per-7), e sugerem vergência para nordeste. Apresentam 10 cm de comprimento de onda, 3 cm de amplitude, e dobras parasitas na charneira (figura 6.2.1). Os eixos apresentam mergulho de alto ângulo (N020/60).

Figura 6.2.1: Dobra de arrasto em quartzito da unidade basal, eixo N020/60 (círculo branco), S2: N149/65 (linhas brancas) (Per-7).

Intercalados ao quartzito, ocorrem quartzo-sericita xistos, com xistosidade contínua (S1) transposta por clivagem de crenulação (S2) espaçada 1 a 2 mm. O contato entre os litotipos é abrupto e de alto ângulo (N60E/65SE), e pode indicar relação tectônica por falhas entre as unidades. *Boudins* de quartzo paralelos a S2 reforçam esta ideia por indicarem participação de fluidos, provavelmente canalizados em zonas de cisalhamento.

A foliação S2 apresenta direção principal N50E e mergulho de médio ângulo, em torno de 35º, em geral para sudeste, com ocorrências para noroeste, com polo do plano máximo em N321/56. A variação de direção e ângulo de mergulho pode ser devido a dobramentos, e a guirlanda de direção NW-SE gerou eixo construído de atitude N230/01, entretanto, eixo de direção N050/01, também é possível segundo o diagrama da figura 6.2.2 a, b. As lineações de intersecção e de eixo de dobra se concentram no quadrante NE, sendo Li de baixo ângulo (1º a 6º de mergulho) e Lb de médio ângulo (40º a 60º de mergulho) (figura 6.2.2 c).

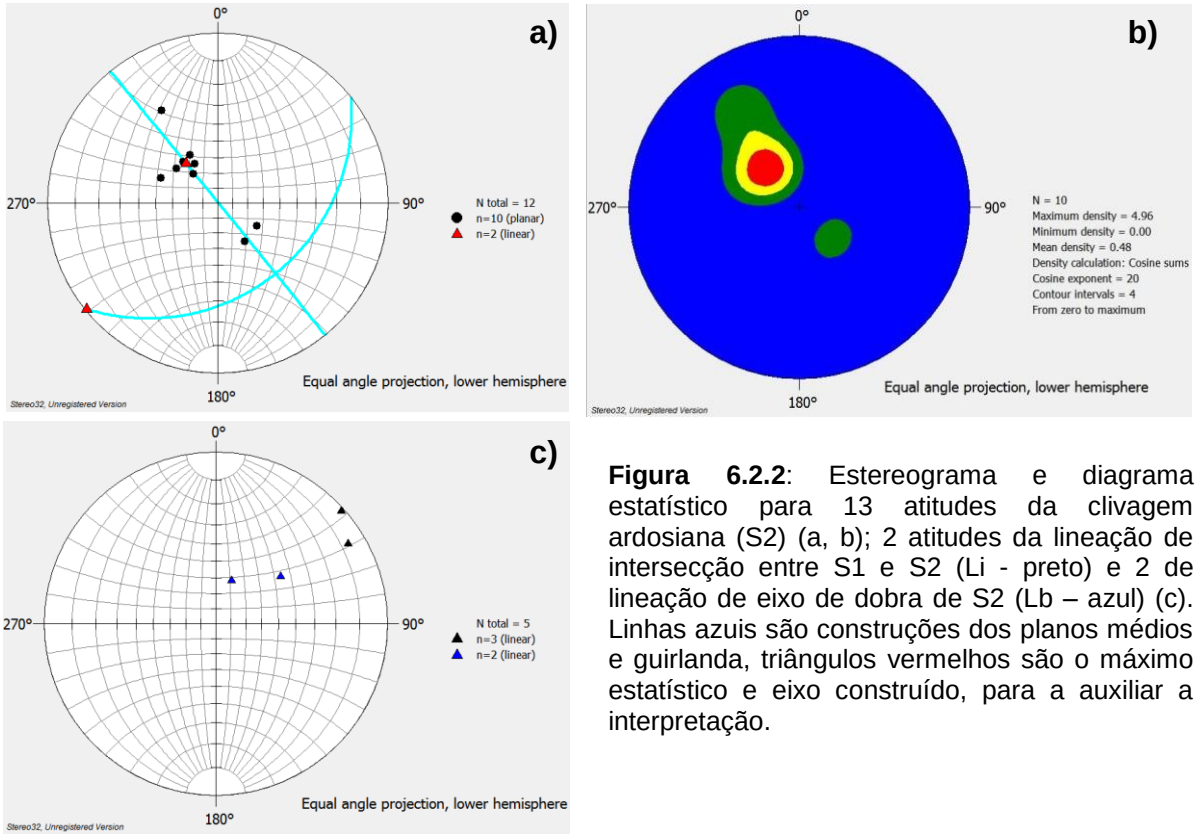


Figura 6.2.2: Estereograma e diagrama estatístico para 13 atitudes da clivagem ardosiana (S2) (a, b); 2 atitudes da lineação de intersecção entre S1 e S2 (Li - preto) e 2 de lineação de eixo de dobra de S2 (Lb – azul) (c). Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlanda, triângulos vermelhos são o máximo estatístico e eixo construído, para a auxiliar a interpretação.

6.3. UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO COMPLEXO PERAU

Na unidade intermediária três foliações foram identificadas. S1 é uma xistosidade contínua a submilimetricamente espaçada, definida por orientação preferencial de sericita, muscovita, biotita, actinolita, epidoto, feldspatos e estaurolita, que se desenvolve bem nas rochas calciossilicáticas. Esta foliação está crenulada e transposta por uma clivagem de

crenulação S2 do tipo xistosidade espaçada (1 a 5 mm de espaçamento), muito pervasiva nas rochas calciossilicáticas, definida por orientação preferencial de biotita, sericita, actinolita, por vezes granada, e por *boudins* de quartzo (figura 6.3.1). Nos mármores impuros somente um bandamento metamórfico foi identificado, e nos anfibolitos somente uma foliação anastomosada, e a relação destas foliações com S1 ou S2 gera dúvidas, entretanto, estão paralelos à foliação S2 das rochas calciossilicáticas e provavelmente associados a esta. Porfiroblastos de carbonato desestabilizados, paralelos ao bandamento, podem ser reliquiares de S1 e revelar que houve transposição desta foliação.

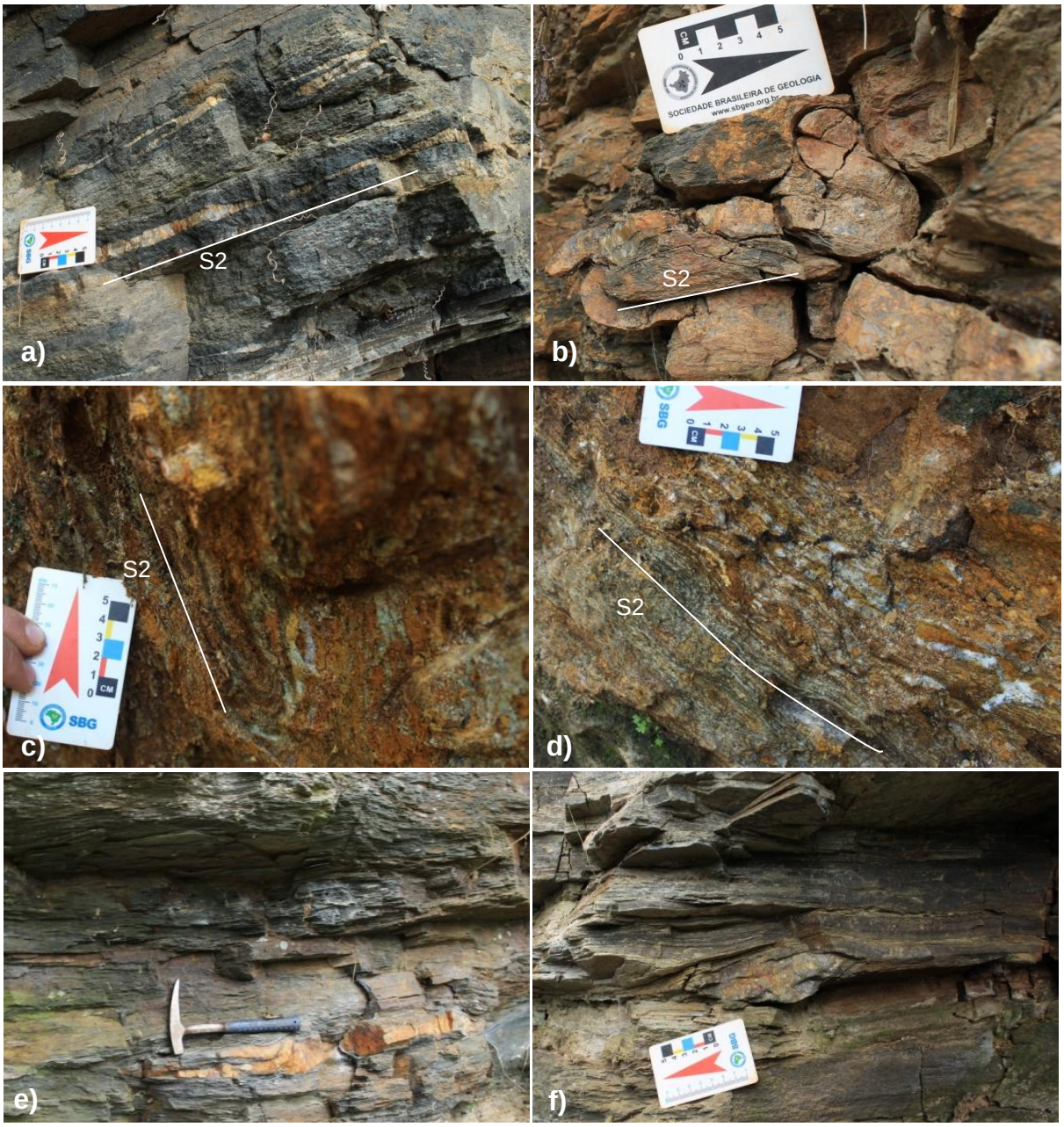


Figura 6.3.1: *Boudins* de quartzo dobrados em fase de transposição pela foliação S2, se tornando paralelos à xistosidade S2 (a: Per-51; b: Per-50); dobras de arrasto isoclinais da foliação S1 sendo transposta por S2 (c, d: Per-42); *boudins* de quartzo associados à foliação S2, gerados na mesma fase deformacional (f: Per-43; h: Per-50).

Em alguns afloramentos de rochas calciossilicáticas a transposição de S1 por S2 foi evidenciada por *boudins* de quartzo originados provavelmente em primeira fase, junto a foliação S1, que estão dobrados em dobras isoclinais (1 cm de comprimento de onda e 3 cm de amplitude) e paralelizados a S2 (figura 6.3.2 a, b), mostrando o caráter de transposição de S2, muito bem desenvolvida e penetrativa na unidade (figura 6.3.1 a, b). Dobras de arrasto da xistosidade S1 internas a S2, isoclinais centimétricas, também foram caracterizadas (figura 6.3.2 c, d). A maioria dos *boudins* está paralelo a S2 e a foliação os contorna, mostrando que sua geração foi também associada a uma fase de boudinagem (figura 6.3.1 e, f).

A foliação S2 se apresenta com direções de N50E a N80W, com direção principal N20W e em geral baixo a médio ângulo de mergulho, sendo o mergulho médio 25º para sudoeste, mas foram coletados dados de ângulo de mergulho de 5º a 75º. A distribuição dos dados mostra guirlanda com eixo construído de azimute N223/23, mostrando dobra aberta em pé com caimento para SW (figura 6.3.4 a, b). As lineações de eixo de dobra e de crenulação mostram certa dispersão no quadrante SW, com alguns dados no quadrante NW, o polo médio construído é de atitude N234/32, muito próximo ao eixo construído para o dobramento a partir dos dados de S2 (figura 6.3.4 c, d).

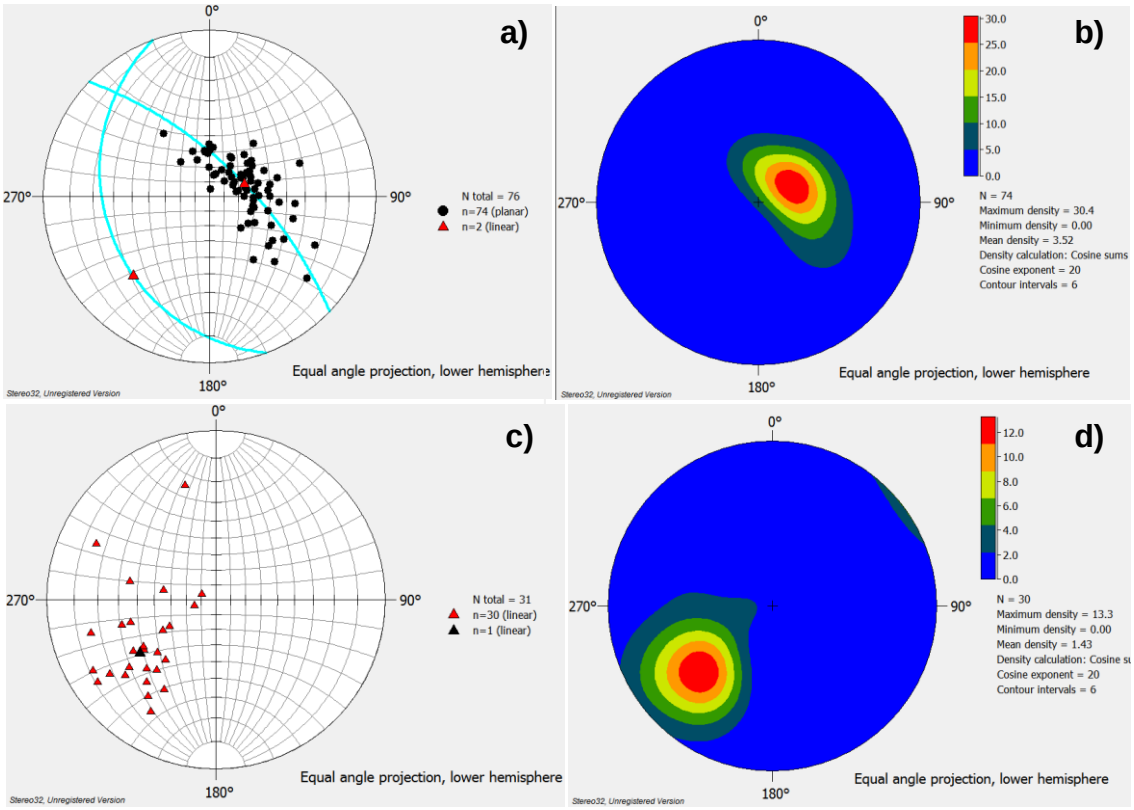


Figura 6.3.2: Estereogramas e diagramas estatísticos da unidade intermediária: 77 atitudes da foliação S2 (a, b); 30 atitudes de lineação de eixo de dobra e crenulação de S2 (c, d). Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlanda, triângulos vermelhos (a) e preto (c) são o máximo estatístico e eixos construídos, para auxiliar a interpretação.

;

Nos afloramentos Per-43 (C: N260/20; S: 215/50) e Per-51 (N160/21) foram tomadas medidas de pares S-C de milonitização paralela a xistosidade S2 (provavelmente contemporâneas) nas rochas calciosilicáticas, e no Per-43 indicam topo para NE.

Ambas as foliações, S1 e S2 estão dobradas por uma terceira fase, que gera por vezes uma clivagem disjuntiva espaçada S3 nos planos axiais, mas que na unidade intermediária raramente apresenta minerais orientados definindo a foliação. As dobras são abertas a suaves, paralelas, de plano axial verticalizado e eixo horizontalizado, e ocorrem em afloramento com dimensões centimétricas a métricas (figura 6.3.3), mas também como crenulações submilimétricas gerando lineação de eixo de crenulação e sua maior expressão ocorre nas grandes dobras mapeadas na região, de dimensões quilométricas.

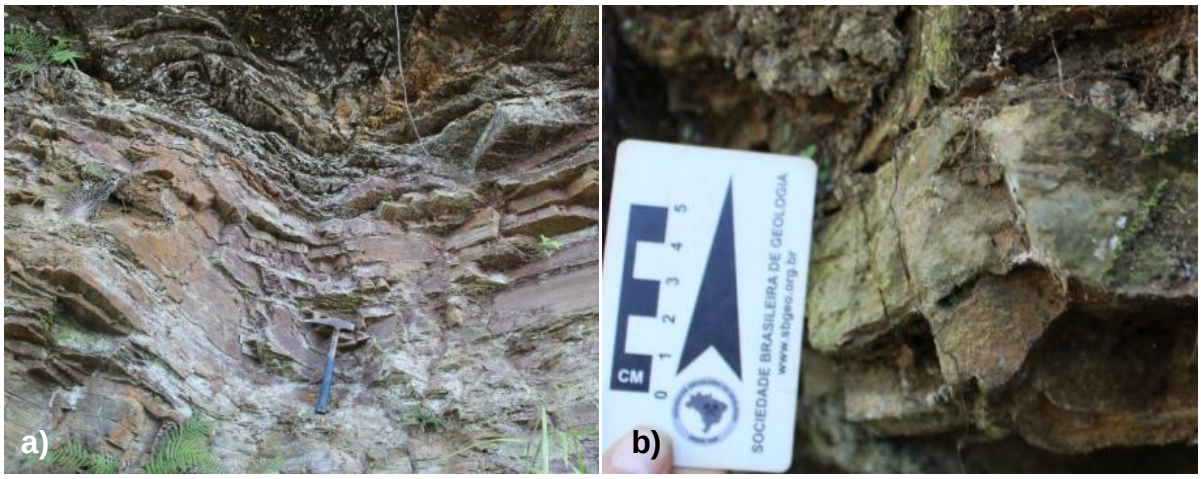


Figura 6.3.3: Dobras que afetam as foliações S1 e S2: dobra suave métrica (a: Per-43); dobra aberta centimétrica com clivagem disjuntiva plano axial S3 (d: Per-43);

As medidas tomadas para a foliação S3 mostraram uma distribuição dispersa, mas em geral de alto ângulo de mergulho e direção leste-oeste, N40E e norte-sul (figura 6.3.4 e, f).

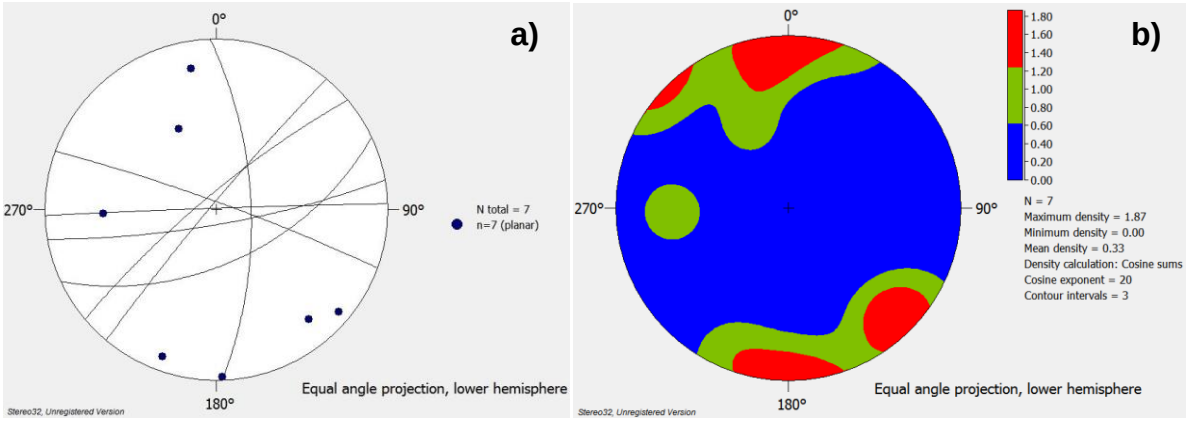


Figura 6.3.4: Estereogramas e diagramas estatísticos da unidade intermediária: 7 atitudes da foliação disjuntiva S3 (a, b).

6.4. UNIDADE SUPERIOR DO COMPLEXO PERAU

Na unidade superior as três foliações S1, S2 e S3 foram também caracterizadas. Nos filitos e xistos, a foliação S1 ocorre de maneira pervasiva, como uma xistosidade contínua definida por orientação preferencial de sericita e biotita, ou submilimetricamente espaçada, com bandamento metamórfico em bandas de sericita, muscovita e biotita, intercaladas com bandas de quartzo. S1 apresenta-se crenulada, e uma xistosidade S2 do tipo clivagem de crenulação, milimetricamente espaçada, definida por orientação preferencial de sericita, muscovita e biotita e bandas e *boudins* de quartzo, se desenvolveu. Ambas estão crenuladas em dobras abertas a fechadas, e a clivagem plano axial disjuntiva das dobras, definida por orientação preferencial fraca de sericita, constitui S3 (figura 6.4.1 b).

No alforamento Per-61, a transposição de S1 por S2 está evidenciada. A xistosidade milimetricamente bandada S1 apresenta-se dobrada em dobras fechadas, com desenvolvimento de uma xistosidade S2, plano axial a tais dobras (figura 6.4.1 c, d). No Per-26 a transposição também está bem representada, com S1 crenulada por S2 em dobras abertas, e um bandamento milimétrico ocorre nas duas foliações (figura 6.4.1 a).

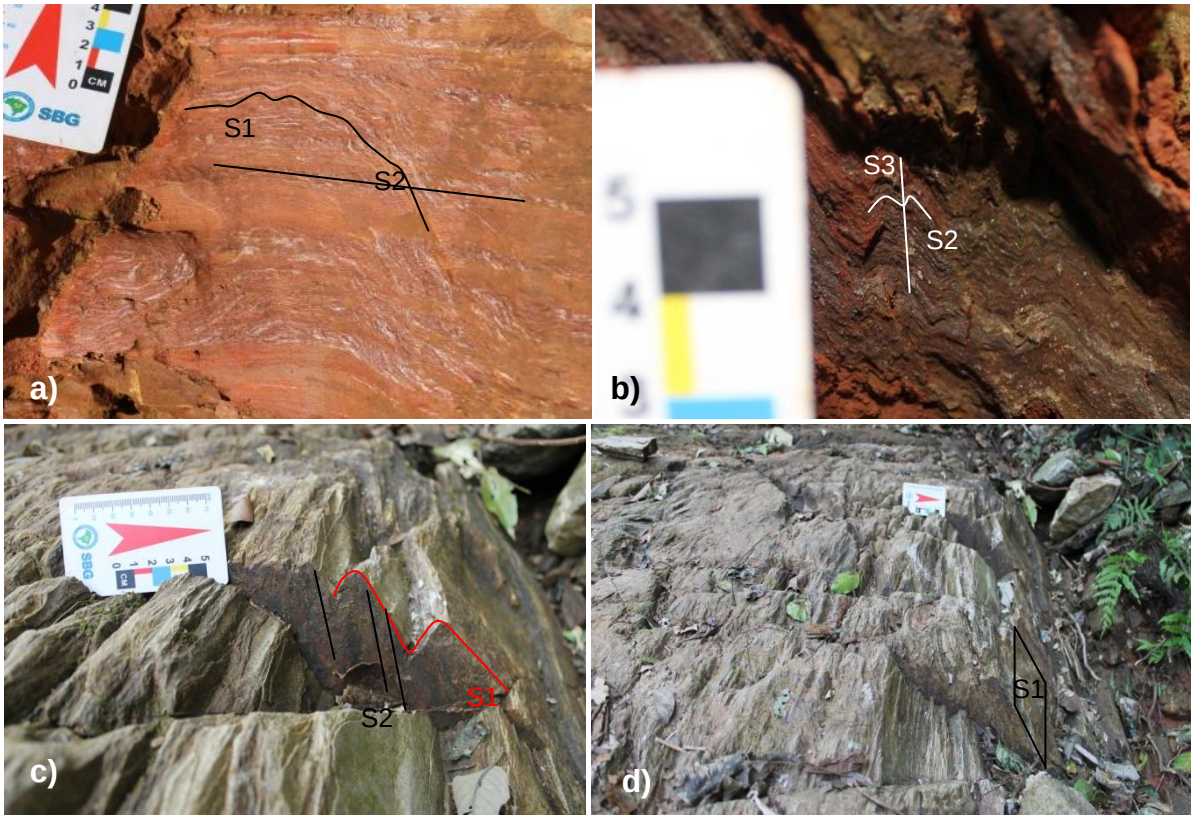


Figura 6.4.1: Filitos e xistos da unidade superior que demonstram as relações entre xistosidades: filito com xistosidade e bandamento milimétrico (S1) dobrado internamente a uma xistosidade de transposição com bandamento composicional paralelo (S2) (a: Per-26); filito com bandamento composicional paralelo a xistosidade (S2), dobrado em dobras fechadas tipo *kink*, com desenvolvimento de clivagem disjuntiva plano axial as dobras (S3) (b: Per-45); xisto com xistosidade e bandamento milimétrico (S1) dobrado em dobras fechadas com xistosidade S2 transpondo a S1 (c, d: Per-61).

Nos anfibolitos e turmalinitos ocorre estrutura isótropa ou uma foliação anastomosada, definida por orientação preferencial de hornblenda e mais fracamente de plagioclásio. Esta foliação é paralela a S2 das rochas metapelíticas e foi interpretada como correlata a S2, com a xistosidade S1 ausente ou incipiente.

As atitudes da foliação S2 tem como planos médios N34E/51SE e N17E/42NW e mostram dobra aberta (ângulo interflancos de 110º) com eixo construído de atitude N206/09. O estereograma para as lineações, que predominam as de eixo de dobra e crenulação, mostra dois polos de concentração das medidas, um de azimute N221/23 e um N049/12, esta dispersão mostra possível dobramento com eixo de direção N311/02.

Uma foliação milonítica paralela a S2 se desenvolve com frequência, caracterizada pela presença de mica-*fish* (muscovita e biotita), fitas de quartzo, pares S-C, foliação anastomosada e truncamentos (figura 6.4.3 a).

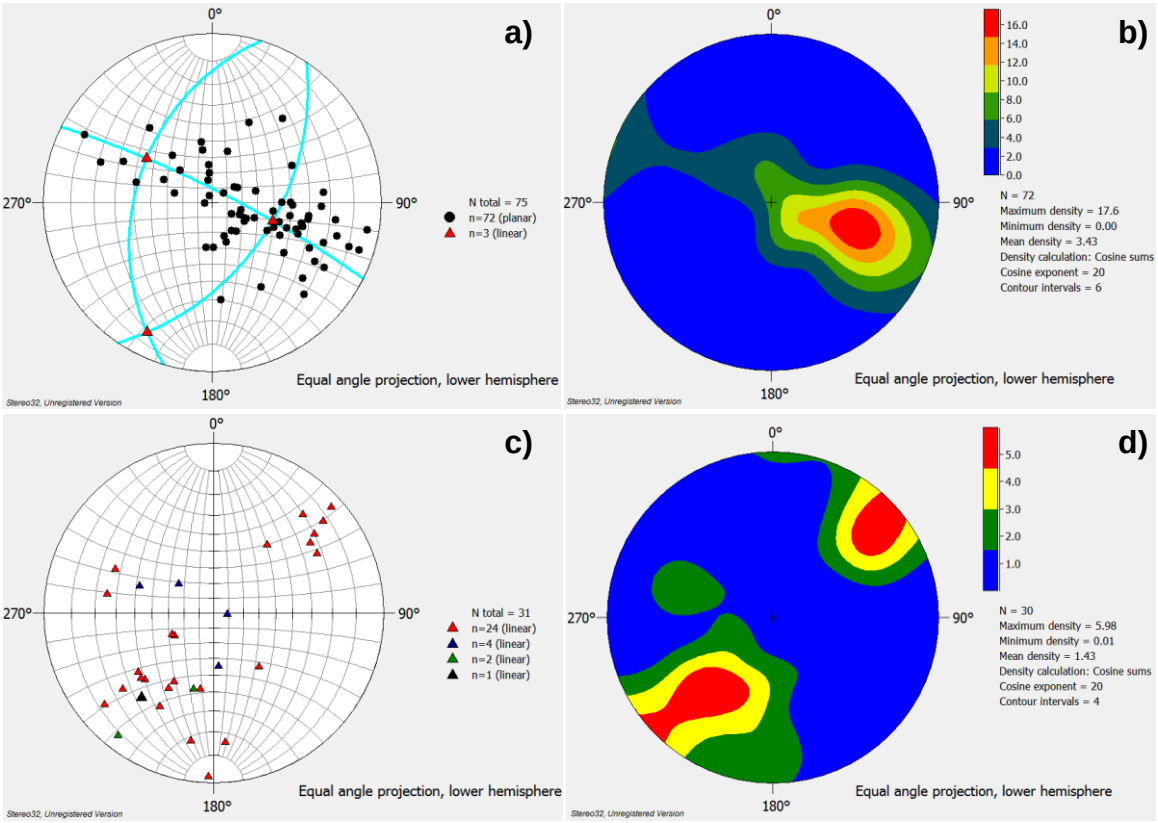


Figura 6.4.2: Estereogramas e diagramas estatísticos da unidade superior: 72 atitudes da foliação S2 (a, b); 33 polos das lineações de crenulação e eixo de dobra (vermelho), intersecção (azul) e orientação mineral (verde). Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlanda, triângulos vermelhos (a) e preto (c) são os máximos estatísticos e eixos construídos, para auxiliar a interpretação.

Próximo à Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande, ocorre milonitização paralela ao S3, caracterizada por truncamentos, pares S-C, foliação anastomosada, cominuição dos cristais com geração de matriz muito fina, porfiroclastos com sombra de pressão

assimétrica, bandas de porfiroblastos de biotita e muscovita de granulação grossa, e são caracteristicamente de alto ângulo de mergulho (figura 6.4.3 b-d). A atitude média desta foliação milonítica é N10E/62NW, com lineação de estiramento direcional, revelando a componente transcorrente (figura 6.4.4). Ainda próximo a Zona de Cisalhamento (ZC) Ribeirão Grande, ocorrem falhas rúpteis, provavelmente de reativação das estruturas da ZC.

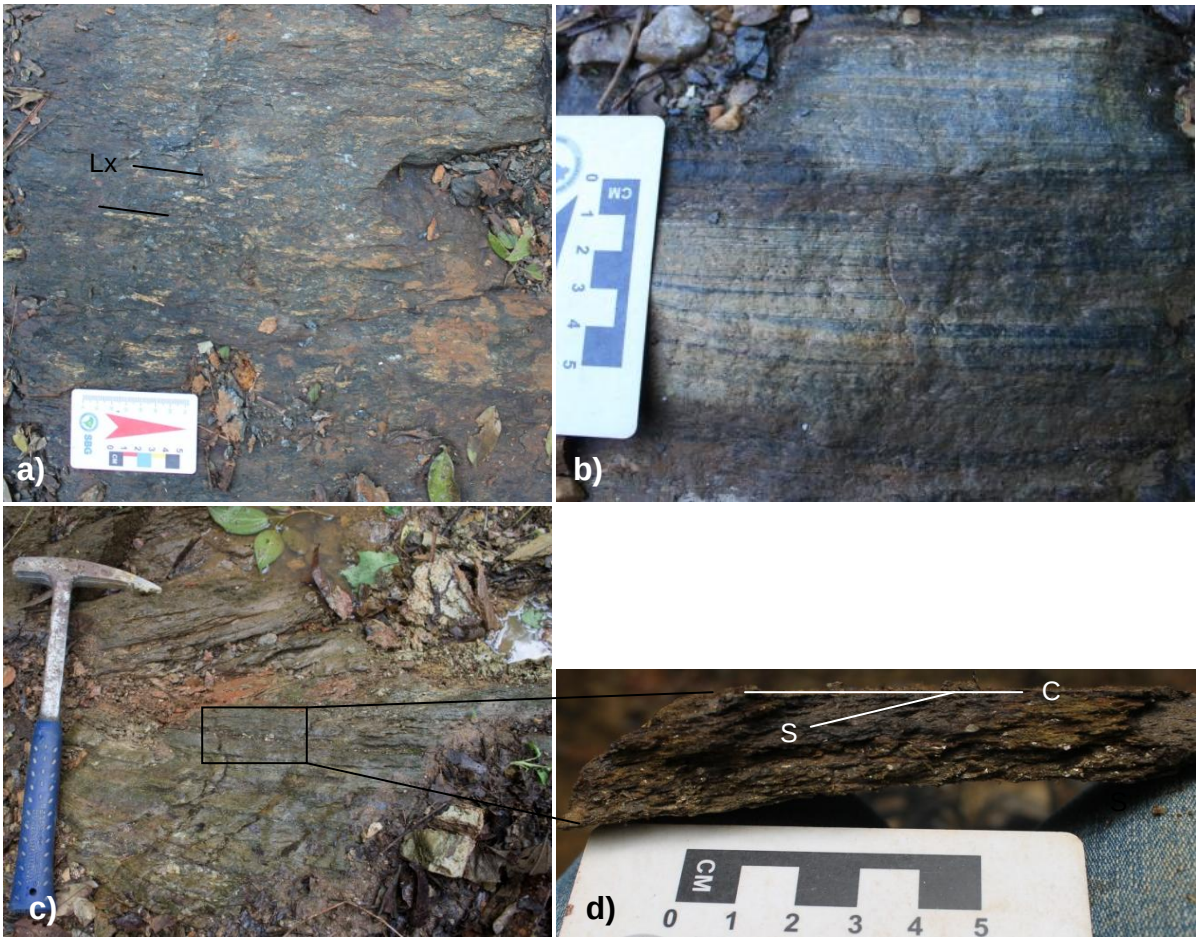


Figura 6.4.3: Milonito associados à segunda fase de deformação, paralelos a S2 com estiramento mineral de hornblenda e plagioclásio (a: Per-37); milonitos em xistos da unidade superior associados a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande, verticalizam as foliações S1 e S2 e geram foliação milonítica paralela a S3: foliação milonítica de granulação muito fina, (b: Per-71); geram truncamentos da foliação S2 com bandamento paralelo a pares S-C e biotita de granulação grossa em bandas de até 1 cm de espessura (c, d: Per-63).

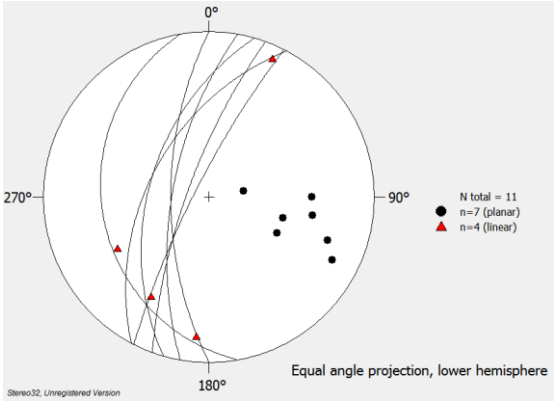


Figura 6.4.4: Esterogramas para a foliação milonítica paralela à S3, associadas a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande: 7 medidas de foliação e 4 medidas de lineação de estiramento mineral (triângulos).

7. DISCUSSÃO

Para a discussão, será realizada primeiramente, uma abordagem sobre os resultados da análise estrutural integrada do Complexo Perau e do Núcleo Tigre. O metamorfismo foi tratado de maneira separada, contextualizado com o que foi discutido na análise estrutural.

7.1. ANÁLISE ESTRUTURAL

Ao se analisar as atitudes de S1 medidas em campo, de todas as unidades do Complexo Perau, tem-se uma distribuição dispersa dos polos dos planos nos quadrantes NE e SE, o polo médio obtido é de atitude N104/51, referente ao plano N14E/39NW (figura 7.1.1). Poder-se-ia interpretar um dobramento cilíndrico com eixo construído de azimute N322/31, entretanto os dados estão bastante dispersos para a análise.

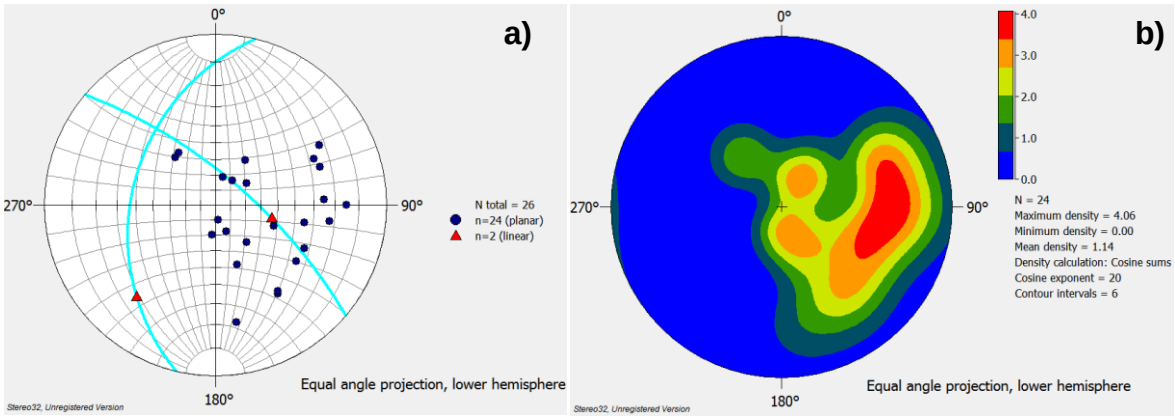


Figura 7.1.1: Estereograma e diagrama estatístico para as 24 medidas da foliação S1 medidas no Complexo Perau (a, b). Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlanda, triângulos vermelhos (a) são o máximo estatístico e eixo construído, para auxiliar a interpretação.

Entretanto, a partir de observações de campo, constatou-se que as dobras da foliação S1 são em geral fechadas a isoclinais, de planos axiais paralelos à foliação S2, e S1 e S2 apresentam-se paralelizadas. A concentração de polos de planos de S1 no quadrante SE, pode ser devido ao dobramento de tendência isoclinal, pois os dois flancos mergulham para o mesmo lado. Além disso, apesar da dispersão dos polos dos planos de S1, observa-se certo alinhamento na direção N50W, assim como ocorre com as medidas de S2, que se concentram em uma guirlanda de direção N50-60W, mostrando o paralelismo entre elas. Assim, as dobras que afetaram S2, consequentemente afetaram S1 e provavelmente geraram a dispersão dos planos.

Ao plotar todas as medidas de foliação S2 das três unidades do Complexo Perau em diagrama estereográfico (figura 7.1.2), notamos uma distribuição bastante consistente que indica dobramento com eixo construído de azimute N213/17, logo, sub-horizontalizado com caimento para SW. Todos os estereogramas confeccionados de forma setorizada por

unidade do Complexo Perau mostraram guirlandas de direção NW-SE com eixos construídos de direção NE-SW, por volta de 220º de azimute, com ângulo de mergulho variando de 1º a 32º. As medidas de lineações principalmente de eixo de dobra e crenulação, corroboram os dados, pois se concentram no quadrante SW, e tem como polo médio N229/26. O ângulo de mergulho baixo caracteriza o dobramento como horizontal ou pouco inclinado, com caimento para SW. Os planos axiais medidos em campo para as das dobras que afetam S2 estavam subverticalizados, assim como a foliação S3, portanto o dobramento foi considerado do tipo em pé horizontal. A medida do ângulo interflancos feita a partir do estereograma, resultou em dobra aberta (cerca de 100º), e em campo as dobras desta fase eram de fechadas a suaves.

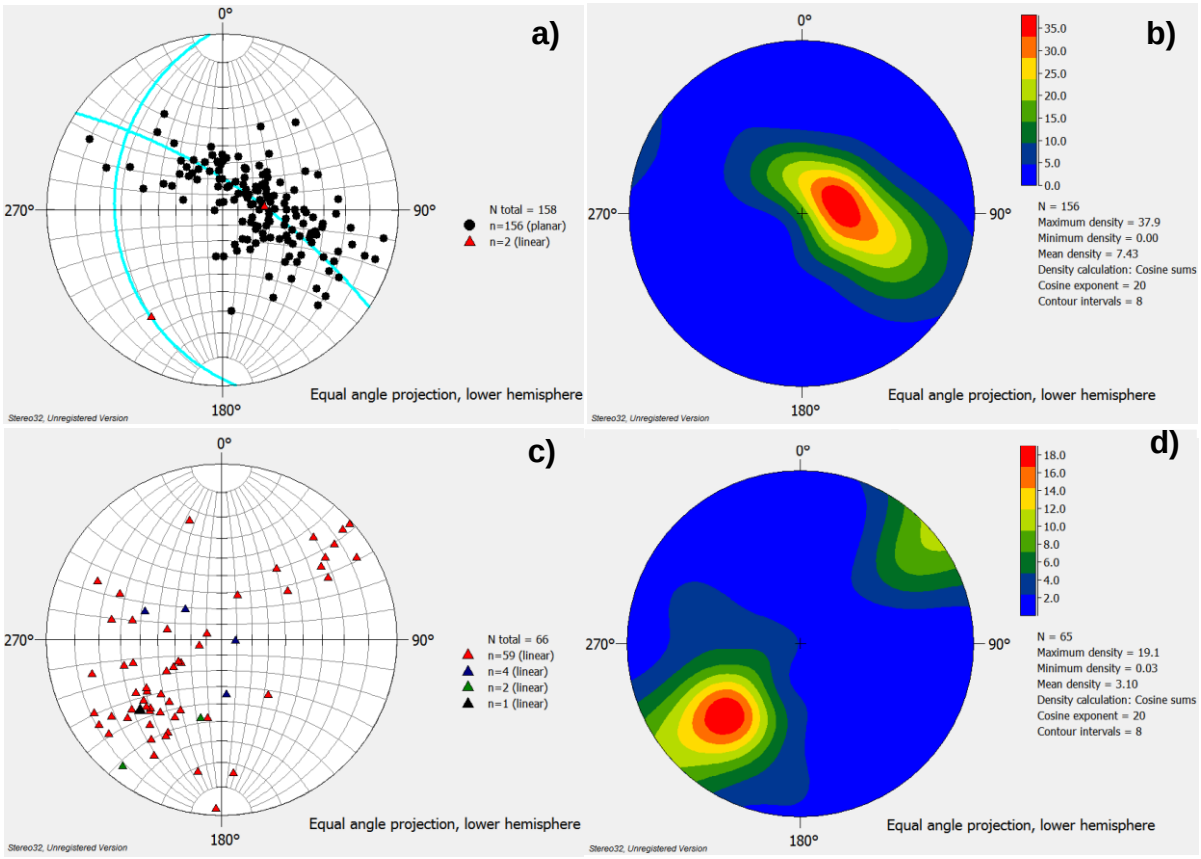


Figura 7.1.2: Estereogramas e diagramas estatísticos para: 156 atitudes da foliação S2 do Complexo Perau (a, b); 66 polos das lineações de crenulação e eixo de dobra (vermelho), intersecção (azul) e orientação mineral (verde) (c, d). Linhas azuis são construções do plano médio e guirlanda, triângulos vermelhos (a) e preto (c) são o máximo estatístico e eixo construído, para auxiliar a interpretação.

O polo de máxima concentração das medidas de S2 é de azimute N086/63, indicando plano médio de direção N04W/27SW, mas há grande variação das atitudes de foliação, sendo as principais de direção N30-50W e N10-30E, com mergulhos em geral de baixo ângulo, de 20 a 30º, mas com ocorrências de até 75º, para NW, NE ou SW (figura 7.1.2).

Dessa forma, interpreta-se uma primeira fase de deformação (D1) que gerou a foliação S1, de caráter dúctil, com geração de foliação tipo xistosidade contínua ou espaçada, com bandamento metamórfico associado, paralela à estratificação original das rochas. Uma segunda fase de deformação (D2) transpôs S1, gerando dobras de arrasto isoclinais de S1 nos micrólitons de S2. Esta fase deformacional D2 gerou estruturas predominantemente de baixo ângulo e de caráter dúctil, geralmente anastomosadas, que deformam o bandamento S1 e conferem irregularidade e truncamentos a este.

D2 é caracterizada por transposição das estruturas de D1, boudinagem de veios de quartzo, e geração de foliação milonítica nas zonas onde ocorreu o cisalhamento, gerando estiramento mineral, metamorfismo dinâmico e pares S-C como principais estruturas. As lineações de estiramento de SC//S2 apresentam componente direcional NE-SW, e de mergulho com caimento para sul, o pode sugerir componente transcorrente associada à cavalgamentos, provavelmente resultado de colisões oblíquas que geraram estruturas de baixo ângulo (figura 7.1.3).

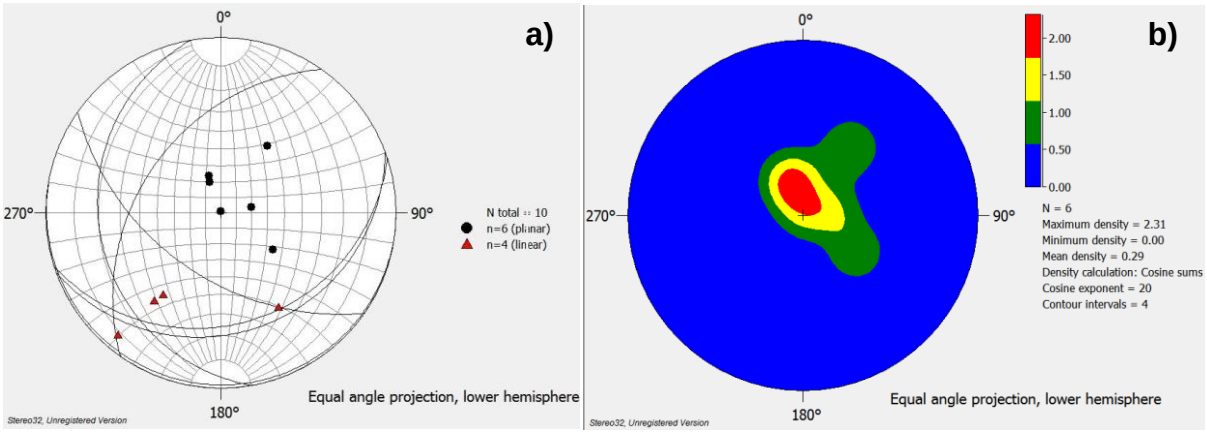


Figura 7.1.3: Estereograma (a) e diagrama estatístico (b) para as 6 medidas da foliação Sc no Complexo Perau: grandes círculos, polos dos planos e lineações de estiramento.

Na seção geológica (anexo I), as estruturas foram delineadas pelas atitudes de S2, por ser a foliação mais penetrativa na área, e se nota o baixo ângulo de mergulho predominante. A foliação S1 aparece somente na zona de transposição onde pode ser bem delineada, mas geralmente está apagada pela S2 de transposição e não é possível seguir seu traçado por grandes distâncias.

Provavelmente, D1 e D2 estão relacionadas a um mesmo evento de deformação (E1), e são resultado de deformação progressiva. Seu paralelismo com a estratificação original, e baixo ângulo característico, favorecem a ideia de zonas de dobramento e cavalgamento associadas à construção de orógenos colisionais. Entretanto, a componente direcional da foliação milonítica que ocorre em D2, sugere orogenia relacionada à

construção de orógenos transpressivos, pois estes desenvolvem estruturas conjugadas, de baixo e alto ângulo, de cavalgamento e transcorrência.

Os estereogramas gerados são consistentes com os da bibliografia específica, como Ebert et al. (1988) e Daitx (1996). Fazendo-se a correlação com as fases de deformação propostas por Ebert et al. (1988), D1 e D2 correspondem à fase D1 do autor, que geraram a foliação regional paralela ao acamamento, com bandamento e transposição associada, lineação mineral, de estiramento, e de crenulação, e dobras recumbentes e inclinadas intrafoliares, fechadas a isoclinais.

Falhas de cavalgamento foram interpretadas a partir de foliações miloníticas encontradas em campo, geralmente próximas a zonas de contato entre unidades, o que nos levou a interpretar contatos tectônicos entre as três unidades. Estas zonas miloníticas são paralelas a S2, que geralmente é uma foliação de transposição, e portanto são a expressão de zonas de fraqueza onde a compressão gerou cisalhamento. Mc Clay (1992) caracteriza padrões de cavalgamento, com geração de dobras antiformais de recobrimento e dobras de propagação de falhas (*fault bend fold* e *fault porpagation fold)* associadas a planos (*flats*) e rampas (*ramps*) nos blocos em que ocorrem os cavalgamentos (figura 7.1.4). A seção geológica da região do Perau mostra algumas estruturas relacionadas a este estilo tectônico, com zonas de cavalgamento paralelas ou subparalelas à estratificação, formando planos, e zonas do cavalgameto oblíquas à estratificação, nas rampas, onde ocorrem dobras de recobrimento e propagação, interpretadas a partir dos mergulhos medidos em campo.

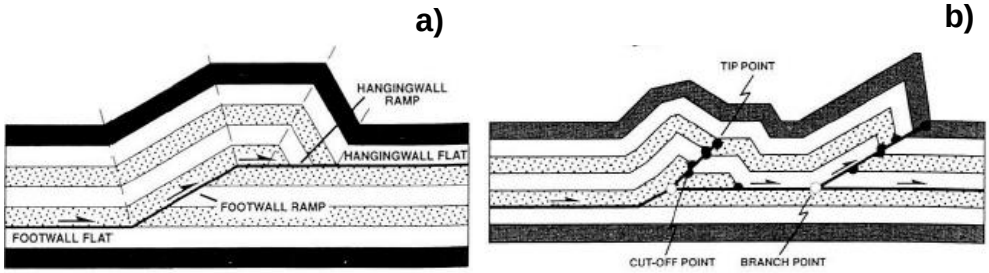


Figura 7.1.4: dobras de recobrimento (a: fold-bend faults) e de propagação de falhas (b: propagation-fold faults), que mostram os elementos estruturais: planos e rampas dos blocos inferior e superior (*footwall flat* e *footwall ramp*, *hangingwall flat* e *hangingwall ramp*), pontos de corte, de ramificação e de propagação (*cut-off point*, *branch-point* e *tip-point*), retirado de McClay (1992).

Com relação à tectônica que afetou o Núcleo Tigre, é preciso discutir primeiramente a correlação de foliações, pois foram encontradas estruturas proto a ultramiloníticas que constituem a foliação Sc, muito pervasivas, e uma clivagem espaçada (S2) que crenula Sc. Ambas (Sc e S2) são de baixo ângulo e paralelizadas, e estão subparalelas a S1 e S2 do Complexo Perau (ver anexo I).

A guirlanda construídas para as foliações Sc do Núcleo Tigre, apresentam geometria semelhante a guirlanda para a foliação S1 do Complexo Perau. O polo principal de Sc é de azimute N140/55, e o polo principal de S1 é N103/52, apresentando certa proximidade (figura 7.1.5). A interpretação mais plausível é a de que a foliação Sc tenha se desenvolvido nos granitoides do Núcleo Tigre durante o desenvolvimento de D1, e então apresenta correlação com S1.

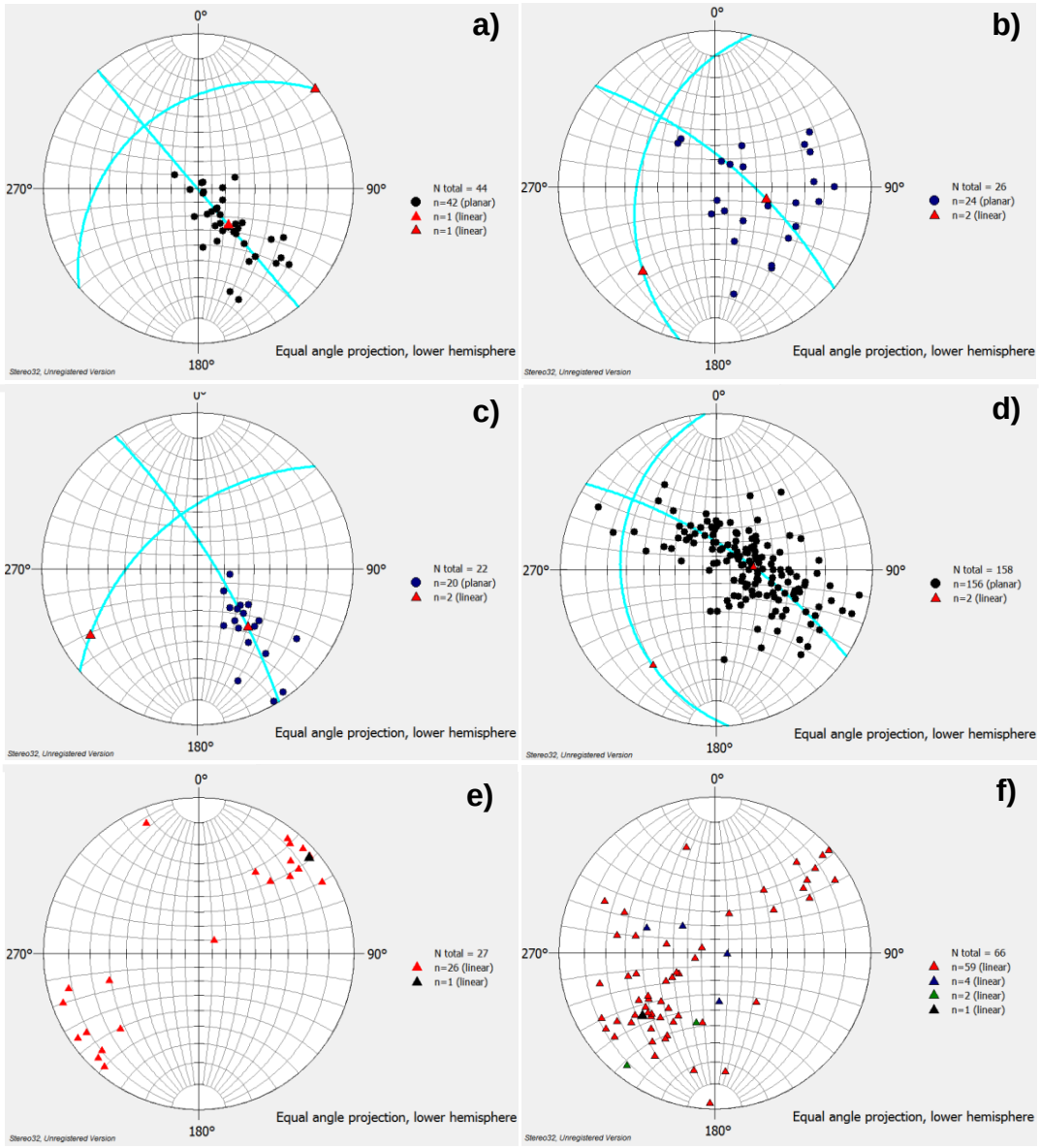


Figura 7.1.5: Estereogramas para comparação das estruturas do Núcleo Tigre e do Complexo Perau: 43 atitudes de Sc do Núcleo Tigre (a) e 24 medidas de S1 do Complexo Perau (b); 20 atitudes de S2 do Núcleo Tigre (c) e 156 atitudes de S2 do Complexo Perau (d); 26 atitudes de lineação de estiramento do Núcleo Tigre (e) e 65 atitudes de lineações de eixo de dobra e crenulação (vermelho), interseção S1/S2 (azul) e mineral (verde) do Complexo Perau (f). Linhas azuis são construções dos planos médios e guirlandas, triângulos vermelhos (a-d) e pretos (e-f) são os máximos estatísticos e eixos construídos, para auxiliar a interpretação.

A foliação S2 do Núcleo Tigre é também correlacionável com a S2 do Complexo Perau, o polo principal de S2 do núcleo é N139/37 e do complexo é N085/63. As lineações de estiramento (Lx) e de intersecção de Sc e S2 (Li), apresentam dispersões semelhantes as das lineações de crenulação e intersecção de S1 e S2 do Complexo Perau.

Durante a fase D1, provavelmente o Núcleo Tigre se apresentava em profundidades maiores que o Complexo Perau, com temperaturas altas o suficiente para gerar a foliação milonítica pervasiva. Além da diferença de nível estrutural, a posição no núcleo provavelmente era também diferente, o que geraria a diferença de concentração dos polos das foliações que foram correlacionadas. Durante D2, os granitoides estariam já sob temperaturas mais frias, desenvolvendo clivagens mais espaçadas no geral.

Na seção geológica, as estruturas do Núcleo Tigre foram delineadas com base nas atitudes da foliação milonítica, por se desenvolver de maneira mais pervasiva. Apresenta-se com predomínio de mergulhos de baixo ângulo para NW e a cinemática quando identificada indicou vergência para SE. A colocação do Núcleo Tigre em justaposição com as rochas supracrustais do Complexo Perau foi interpretada como um cavalgamento de vergência SE, que colocou as rochas supracrustais sobre os granitoides do Núcleo Tigre. Um imbricamento tectônico com quartzito foi identificada no afloramento Per-21, próximo ao contato com a unidade basal, e foi interpretado como uma lasca de quartzito em meio aos granitoides, decorrente da tectônica cisalhante da colisão entre unidades.

As medidas da foliação S3 mostram-se bastante dispersas, sempre de médio a alto ângulo (40º a 89º), de orientação predominante NE-SW, podendo variar a N-S ou E-W, com caimento para NW ou SE (figura 7.1.6).

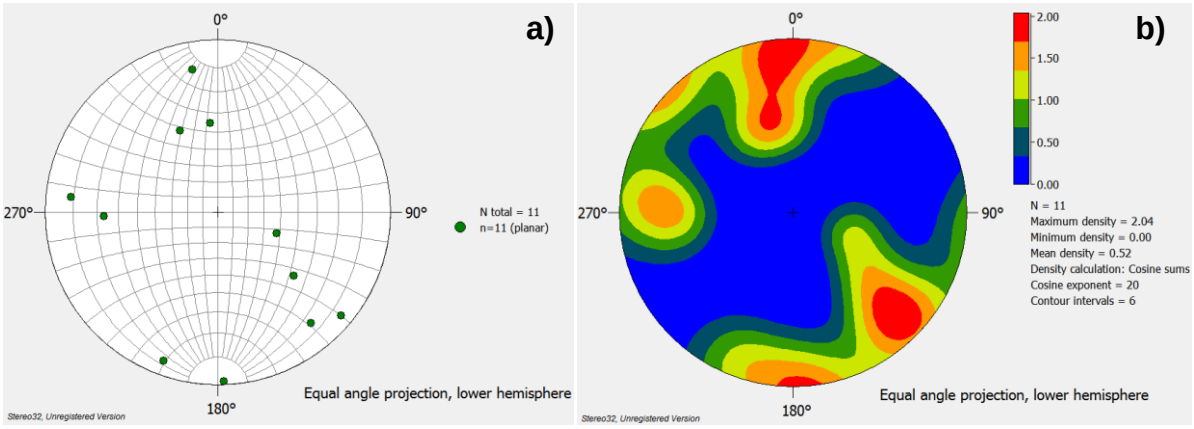


Figura 7.1.6: Estereograma e diagrama estatítico para as 11 medidas da foliação S3 no Complexo Perau (a, b).

Em dobras fechadas a suaves paralelas, as clivagem planos axiais se desenvolvem subverticalizadas de forma radial (Fossen 2010), como as atitudes de S3 medidas em

campo são em geral clivagens disjuntivas subparalelas aos planos axiais das dobras, ora se mapeiam planos com caimento para NW e ora para SE, gerando tal dispersão dos dados em diagramas estereográficos.

Dessa forma, as dobras que afetaram as foliações S1 e S2, e geraram a clivagem disjuntiva S3, são resultado de uma terceira fase de deformação (D3), de alto ângulo, que gerou dobras em geral abertas a suaves, paralelas, de plano axial verticalizado e eixo horizontal (ver anexo I). Estas dobras, além de gerar a foliação S3, também verticalizam ou empinam estruturas anteriormente horizontalizadas ou de baixo ângulo de mergulho. D3, provavelmente é resultado de um evento deformacional (E2) tardio com relação à orogênese.

Classicamente na bibliografia sobre o Cinturão Ribeira Meridional (Ebert et al. 1988, Fiori 1992; Cury et al. 2002 e outros) os autores relacionam as falhas de direção NE-SW como transcorrências tardias da orogênese, e relacionam as dobras regionais de eixo NE-SW com estas falhas, como dobras de arrasto ou escalonadas às trancorrências. As características das dobras D3 identificadas neste trabalho, que apresentam planos axiais verticalizados, geometrias abertas a suaves e eixos sub-horizontais com arranjo geométrico compatível com escalonamentos, permitem sua correlação com as falhas transcorrentes, como resultado de um regime transpressivo.

A ZCRG gera truncamentos entre as estruturas, transposição de S2 por S3, e uma série de milonitos associados (capítulo 6.4). As atitudes dos milonitos encontrados em campo relacionados à ZCRG, mostram mergulhos de médio a alto ângulo (40º a 75º para NW). Na seção, as zonas de cisalhamento definidas por estes milonitos foram interpretadas como ramificações da ZCRB em profundidade, que se expressa com mergulho de 75º para NW, ou cavalgamentos reativados durante as transcorrências. Este ângulo de mergulho mostra que mesmo a zona de cisalhamento não é francamente de alto ângulo, e provavelmente apresenta vergência para SE, conduzindo a interpretar as falhas como transcorrentes relacionadas a sistemas transpressivos, com componente compressiva de empurrão associada, de direção NW-SE.

Ebert et al. (1988) denominam D2, a fase deformacional responsável pelas grandes dobras regionais de eixo NE-SW da Megantiforma Serra do Cadeado, e D3 a fase que gerou a rede anastomosada de falhas transcorrentes regionais. Neste sentido, acreditamos que as dobras e falhas transcorrentes tenham ocorrido de maneira associada, e serão correlacionadas à fase deformacional D3, resultante de um evento transpressivo (E2) tardio ao auge da orogênese.

As concentrações de direção das lineações de estiramento e de eixo de dobra e crenulação, em SW e em NE, podem ocorrer pela ação de uma fase de deformação D4, de eixo construído N131/14. Alguns lineamentos de direção NW-SE validam a hipótese de um dobramento de eixo SE, entretanto não há fortes evidências de campo e este tema não será enfatizado neste trabalho.

7.2. METAMORFISMO

As rochas que constituem o Núcleo Tigre foram aqui referidas como sienogranitos e biotita sienogranitos protomiloníticos a ultramiloníticos. A maioria dos trabalhos anteriores sobre o Núcleo Tigre, que na maioria das vezes é referido como pertencente ao Complexo Pré-Setuva, ou a Formação Setuva, descrevem os milonitos como gnaisses derivados de rochas sedimentares, e somente sugerem a possibilidade de deformação sobre rochas ígneas do embasamento (Daitx 1996; Ebert et al. 1988; Piekarz 1984; Silva et al. 1982). Kaulfuss (2001) e Cury et al. (2002) descrevem as rochas do Núcleo Tigre como milonitos de composição granitoide, afetados de forma heterogênea por zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil. Em campo, verificaram-se texturas muito semelhantes às de granitoides, como textura fanerítica inequigranular porfirítica, e em lâmina delgada foram identificadas assembleias minerais condizentes com rochas de composição granitoide.

As estruturas são claramente miloníticas nos termos mais biotíticos, com estiramento mineral e porfiroclastos com rotação de subgrão e migração de limite de grão, mostrando recristalização dinâmica do quartzo e dos feldspatos, associada à geração da primeira foliação Sc. Segundo Passchier e Trouw (2005), as temperautras para recristalização de feldspato alcalino por mecanismo de rotação de subgrão são de 600ºC a 800ºC, quando se inicia a migração de limite de grão de alta temperatura, que ocorre de 800 a 950ºC. Portanto, para gerar a deformação identificada nos biotita sienogranitos milonitizados, foram necessárias temperaturas da ordem de 600ºC a mais de 800ºC, em condições muito dúcteis e nível estrutural profundo (mais que 10 km de profundidade, Fossen 2010), certamente sob atuação de altas pressões, acima de 500 MPa que talvez tenham alcançado cerca de 800 MPa.

A fácies composicional de sienogranito com pouca biotita apresenta um bandamento granulométrico incipiente, e os mecanismos de deformação dinâmica identificados são *bulging* e textura núcleo-manto em plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Tais estruturas indicam temperaturas de até 600ºC para a recristalização dinâmica (Passchier e Trouw 2005). Entretanto, a composição extremamente félsica, com escassez de minerais máficos, que quando ocorrem são intersticiais e sem orientação preferencial, a ocorrência de turmalina em abundância, a ocorrência de granada, e a falta de uma estruturação foliada

evidente, podem indicar que a fácies félsica seja produto de anatexia, em estado avançado do metamorfismo M1.

A temperatura de fusão parcial em granitoides é muito variável, pois depende da pressão e da presença de água na rocha sob metamorfismo. Quando hidratados, os granitoides podem fundir em temperaturas de cerca de 660ºC, mas quando anidros necessitam temperaturas acima de 1000ºC para a fusão (Bucher e Grapes 2011). Dessa forma, não é possível precisar a temperatura máxima do metamorfismo nos granitoides, mas acredita-se que tenham alcançado mais de 800ºC, temperatura necessária para a migração de limite de grão, e acima desta temperatura pode ter iniciado a fusão parcial e a geração da fácies félsica de anatexia.

Estas condiçõoes de milonitização e migmatização teriam ocorrido durante a primeira fase deformacional (D1) e caracterizam um metamorfismo dinâmico progressivo M1. Provavelmente a deformação se deu durante a colocação dos granitoides em contato com as rochas supracrustais, no evento E1, relacionado às zonas de cisalhamento de baixo ângulo.

A foliação S2, que ocorre a partir da crenulação de Sc, não foi identificada em lâmina delgada, e provavelmente ocorreu sob atuação de temperaturas mais baixas, por volta de 350ºC, gerando orientação preferencial de muscovita e biotita, relacionado a D2.

Para as unidades do Complexo Perau, M1 é um metamorfismo dínamotermal progressivo da série barroviana que se desenvolve de maneira heterogênea durante D1 e D2. O bandamento metamórfico S1 e a foliação predominantemente anastomosada S2 se formaram durante a atuação de M1, por mecanismos estáticos de dissolução e precipitação por pressão. Pode estar associado a mecanismos de deformação dinâmica com geração de foliação milonítica, durante a fase D2.

Os quartzitos apresentam uma assembleia mineralógica pobre, pois são compostos essencialmente por quartzo e sericita, não sendo diagnósticos de fácies metamórficas. Ocorre intercalação dos quartzitos com quartzo-muscovita xisto com feldspato alcalino, provavelmente de origem detrítica, da unidade basal indiferenciada, esta assembleia mineralógica é clássica de metamorfismo de rochas pelíticas. Como mencionado, quartzo e muscovita não são bons indicadores de temperatura e pressão, mas filitos e xistos compostos essencialmente por estes dois minerais são característicos de grau metamórfico baixo, a partir de 250ºC e 160 MPa.

Nas rochas da unidade intermediária, foi possível identificar paragêneses minerais relacionadas a rochas derivadas de sedimentos pelíticos e químicos de uma associação cálcio-silicatada com pouco Al, associadas a uma xistosidade S1 e foliação anastomosada S2, ou bandamento milimétrico a centimétrico S2. O afloramento Per-43 apresentou de maneira anômala, excesso em Al e por isso será tratado de maneira separada.

Ferry (1983) apresenta uma sequência de zonas metamórficas para rochas cálcio-silicatadas formadas por metamorfismo progressivo, partindo-se de uma composição química com K, Na, Si, Ca, Fe, Mg, Ti, Al, Mn, H_2O e CO_2. As zonas metamórficas são definidas pela presença dos minerais: ankerita, biotita, anfibólio cálcico, zoisita e diopsídio, respectivamente do menor para o maior grau metamórfico. As paragêneses minerais descritas são muito semelhantes às encontradas nas rochas da unidade intermediária do Complexo Perau e por isso está sequência será utilizada para definir o grau metamórfico da unidade em estudo.

As rochas analisadas na unidade intermediária apresentam as seguintes assembleias minerais, com o mineral que define a zona metamórfica em negrito:

- Per-40: qz, ms, **bt**, pl, cbto (carbonato), op (opacos);
- Per-52: cbto, **tre** (tremolita), bt, op, ms, act (actinolita), tit (titanita);
- Per-54: cbto, **tre**, act, op;
- Per-59: cbto, **act**, pl, op;
- Per-60: **zo**, act, pl, kfs, bt, cbto, op, tit

Dessa forma, a unidade intermediária do Complexo Perau apresenta metamorfismo progressivo que vai da zona da biotita até a zona da zoisita, segundo sequência de Ferry (1983).

Para análise da temperatura atuante no metamorfismo regional progressivo assume-se a pressão de 350 kbar, próxima a isógrada da silimanita, e tem-se a zona da biotita ocorrendo no intervalo de 400 a 440ºC, zona do anfibólio de 400 a 500ºC, e zona da zoisita de 500 a 520ºC. A provável progressão do metamorfismo para as amostras caracterizadas petrograficamente é apresentada na figura 7.2.1, a atividade do CO2 segue de maneira aproximada às quantidades propostas por Ferry (1983) para as rochas que definiram as zonas metamórficas.

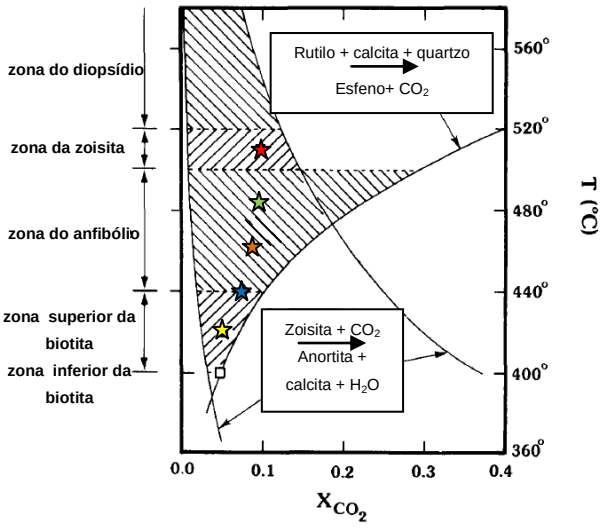


Figura 7.2.1: amostras dos afloramentos Per-40 (amarelo), Per-43 (azul), Per-52 (azul), Per-54 (laranja), Per-54 (verde) e Per-60 (vermelho) plotadas no gráfico de temperaturas e composição de fluidos durante metamorfismo de rochas carbonáticas (campo hachurado), modificado de Ferry (1983).

A unidade superior do Complexo Perau, apresenta assembleia mineral clássica do sistema KFMASH (K_2O, FeO, MgO, Al_2O_3, SiO_2 e H_2O) para rochas pelíticas, com muscovita, biotita, clorita, opacos e quartzo, turmalina como acessório, podendo apresentar actinolita, estaurolita e granada, que ocorrem associados ao bandamento submilimétrico S1, e à clivagem de crenulação e transposição S2, ambas formadas predominantemente por mecanismos estáticos de dissolução por pressão, mas S2 pode desenvolver mecanismos de deformação dinâmica associados a milonitização.

As assembleias mineralógicas mostram metamorfismo que vai da fácies xisto-verde, zona da clorita, até a fácies anfibolito inferior, zona da estaurolita, mostrando clássico metamorfismo barroviano, como se verifica na figura 7.2.2 (Bucher & Grapes 2011).

Um metamorfismo progressivos foi portanto caracterizado, partindo-se de metapelitos com muscovita e quartzo sem biotita (a partir de 250ºC; Per-26, 34, 39, 44), com magnetita (aproximadamente 380ºC; Per-24), com biotita (temperatura a partir de 420º ~ 520º; Per-65, 69, 70 e 71), biotita e granada (a partir de 450º ~ 540ºC; Per-48, 61, 62 e 63), biotita e estaurolita, com ou sem granada (a partir de 500ºC ~ 560ºC; Per-45, 46, 47) (Bucher & Grapes 2011). A figura 7.2.2 mostra a provável progressão do metamorfismo a partir das amostras analisadas petrograficamente neste trabalho, seguindo a geoterma da cianita por ser típica do metamorfismo barroviano (Bucher & Grapes, 2011).

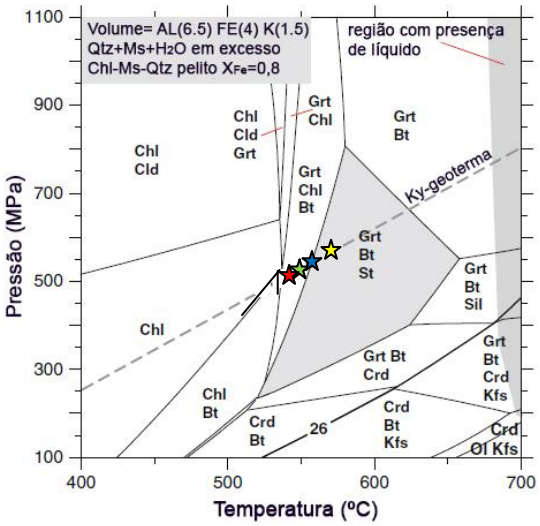


Figura 7.2.2: Assembléias minerais estáveis no sistema KFMASH, com quartzo e muscovita sempre estáveis, zona cinza central: coexistência de estaurolita, biotita e estaurolita, típica paragênese de fácies anfibolito. Estrelas coloridas representam as rochas da unidade superior analisadas petrograficamente em seus respectivos campos de estabilidade de M1 (Vermelho: Per-61; Verde: Per-48; Azul: Per-45; Amarelo: Per-47). Diagrama modificado de Bucher & Grapes (2011).

Tais assembleias minerais caracterizam M1 da fácies xisto-verde a anfibolito para a unidade superior e se desenvolvem por vezes associadas a S1 e por vezes a S2. Provavelmente, este fato revela M1 como um metamorfismo progressivo do evento E1, com pico de temperatura alcançado de maneira heterogênea, por vezes durante a deformação D1 e por vezes durante D2.

A rocha do afloramento Per-43 da unidade intermediária apresenta assembleia mineralógica muito semelhante a das rochas da unidade superior, entretanto com excesso de Al, pois apresenta 15% de estaurolita. Esta rocha apresenta portanto metamorfismo da fácies anfbolito, zona da estaurolita, formada em temperatura de 500 a 560ºC durante o metamorfismo M1.

Na amostra do afloramento Per-45, foi caracterizada foliação S3, definida por orientação preferencial de muscovita deformada. A foliação S3 é relacionada a um evento de deformação E2, tardio com relação a E1, e portanto um evento metamórfico M2 ocorre, recristalizando muscovita. Este metamorfismo é de baixo grau, provavelmente da fácies xisto-verde, zona da clorita, pois não desenvolve paragêneses complexas mesmo ocorrendo em rochas de química propícia a isto.

Para as rochas anfibolíticas do Complexo Perau, tanto na unidade intermediária quanto na unidade superior, foram encontrados cristais de augita, provavelmente reliquiares de rochas de composição basáltica, e portanto a interpretação metamórfica será feita com base no metamorfismo de rochas básicas.

Os anfibolitos do Complexo Perau apresentam assembleias mineralógicas baseadas em oligoclásio a andesina, hornblenda e opacos, com biotita, clorita e epidoto normalmente de alteração da hornblenda e plagioclásio, quartzo como exossoluções de hornblenda ou junto a plagioclásio. Tal composição enquadra a unidade na transição da fácies xisto-verde para fácies anfibolito, da zona da biotita a zona da estaurolita, metamorfizada em temperaturas entre 450 a 550ºC e 400 a 600 MPa (Bucher & Grapes 2011), como apresentado na figura 8.1. A presença de epidoto, clorita e quartzo associados a perda de estabilidade do anfibólio e plagioclásio, mostram que um retrometamorfismo M2 pode ter ocorrido, entretanto, este não foi bem caracterizado devido a ocorrência restrita destes minerais de alteração.

8. CONCLUSÕES

Dois eventos de deformação foram caracterizados na região do Perau, associados à uma provável orogênese colisional. Tais eventos foram relacionados às colisões neoproterozoicas do Ciclo Brasiliano, quando ocorreram as interações continentais envolvendo o Terreno Apiaí, devido ao contexto regional da área de estudo e a datações prévias nas rochas estudadas, realizadas por outros autores (Kaulfuss 2001, Cury et al. 2002, Siga Jr. et al 2011).

Os dois eventos deformacionais foram caracterizados como resultado da atuação de sistemas de empurrão e sistemas transpressivos regionais, mas que ocorreram em diferentes momentos tectônicos e geraram diferentes estilos estruturais.

O primeiro evento (E1), resultou de empurrões e transpressões no domínio dúctil, com predomínio da tectônica de baixo ângulo, gerando uma série de dobras e cavalgamentos de vergência predominante SE, com componente direcional de direção NE-SW. As pressões diferenciais atuantes durante este evento provavelmente tiveram σ1 de direção NW-SE.

Resultou de E1 a geração das foliações diacrônicas S1 e S2, no Complexo Perau, que tendem a ser paralelas à estratificação sedimentar pretérita. S2 é uma clivagem de crenulação e transposição de S1, e são características as dobras intrafoliares fechadas a isoclinais de S1 nos micrólitons de S2. Tais foliações foram correlacionadas às foliações Sc e S2 do Núcleo Tigre, respectivamente.

O metamorfismo atuante no Complexo Perau foi caracterizado como um metamorfismo progressivo da série barroviana, que evoluiu da fácies xisto-verde a anfibolito, denominado M1, que ocorre de maneira heterogênea durante as fases de deformação,

alcançando o pico metamórfico por vezes durante D1 e por vezes durante D2, sendo que tanto a foliação S1 quanto S2 podem apresentar paragêneses da fácies xisto-verde e anfibolito.

As temperaturas de metamorfismo vão de cerca de 300ºC, caracterizadas nos quartzo-sericita filitos e xistos, mas em geral ocorrem rochas com paragêneses a partir da zona da biotita, em temperaturas da ordem de 400ºC, chegando à zona da estaurolita/zoisita, com picos de cerca de 550ºC. As pressões vão de 300 a 600 kbar, típicas do metamorfismo barroviano (figura 8.1). A unidade basal não foi bem caracterizada com relação ao metamorfismo, mas acredita-se que acompanhe a tendência geral do complexo.

O metamorfismo M1 se desenvolveu predominantemente com base em mecanismos de deformação estática, envolvendo a dissolução e precipitação por pressão, mas ocorrem foliações miloníticas com estiramento mineral, desenvolvidas por mecanismos de deformação dinâmica como *bulging* e rotação de subgrão, por vezes com rotação de porfiroblastos, quando em altas temperaturas (~600ºC), ou com diminuição do tamanho do grão quando em baixas temperaturas (~300ºC).

A progressão proposta para o metamorfismo M1 das unidades caracterizadas é apresentada na figura 8.1, a partir das amostras caracterizadas na petrografia:

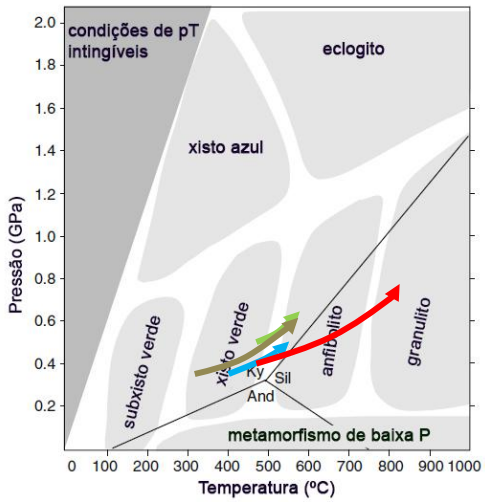


Figura 8.1: trajetórias metamórficas para M1 caracterizadas no Complexo Perau: unidade intermediária (azul), metapelíticas (marrom) e metabásicas (verde), e do Núcleo Tigre (vermelho) plotadas no diagrama P-T de fácies metamórficas retirado de Bucher & Grapes (2011).

O Núcleo Tigre constitui uma lasca do embasamento de composição sienogranítica, intensamente metamorfizado e milonitizado em níveis crustais profundos, sob atuação de altas temperaturas e pressões, da ordem de 450 a 850ºC e 400 a 800 kbar, chegando a gerar fácies leucocráticas de anatexia com presença de turmalina. A foliação S2 do Núcleo Tigre provavelmente é de temperaturas menores, da ordem de 400ºC, provavelmente

desenvolvida após o pico metamórfico de M1 nos sienogranitos, em profundidades mais rasas.

Uma importante discordância metamórfica ocorre entre o Núcleo Tigre, que apresenta metamorfismo em temperaturas de cerca de 800ºC, em contato com a unidade basal do Complexo Perau, que provavelmente alcançou somente a zona da biotita na fácies xisto-verde por volta de 350ºC. Tais unidades, composicionalmente e metamorficamente incompatíveis, teriam sido colocadas em contato por falhas de cavalgamento, e o Núcleo Tigre representaria uma lasca alóctone,do embasamento de origem estateriana. As falhas de cavalgamento teriam ainda gerado aloctonia das unidades do Complexo Perau, que fazem contato entre si por zonas de cisalhamento identificadas em campo. Dobras de recobrimento e de propagação de falhas de empurrão foram interpretadas como resultado da tectônica de dobramentos e cavalgamentos.

Um evento tectônico E2 relacionado à transpressões, agora com predomínio de estruturas de alto ângulo na região, gerou as falhas predominantemente transcorrentes, como a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande e Olho D´água mais a sul, e as sinformas e antiformas regionais do sistema do Anticlinório Anta Gorda, que seriam dobras escalonadas das transcorrências, em geral abertas a suaves, de plano axial verticalizado e eixo sub-horizontalizado com caimento para SW. Estas dobras geraram empinamento e dobramento das foliações e dos cavalgamentos de E1. A Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande apresenta ramificações de médio ângulo de mergulho e vergência para sudeste.

A clivagem disjuntiva S3 está associada a um metamorfismo M2 que não se desenvolve de maneira penetrativa. M2 foi caracterizado como da fácies xisto-verde, zona da clorita, sem desenvolvimento de paragêneses complexas. As fases minerais de desestabilização de minerais formados em M1 podem estar associadas também a M2.

Um resumo das estruturas descritas e sua relação com os eventos deformacionais é apresentado na tabela 8.1.

Na seção geológica (anexo I) a unidade intermediária foi subdivida em três camadas: uma de metacherts por vezes intercalados a mármores impuros na base, uma de mármore impuro e uma camada de rochas calciossilicáticas no topo da unidade, o que foi possível a partir dos levantamentos litológicos de detalhe executados. Observam-se algumas incompatibilidades com os contatos entre unidades propostos por Daitx (1996) no Mapa Geológico da região das Minas do Perau, Canoas, Água Clara e Pretinhos, na escala 1:25.000, e sugere-se que em trabalhos futuros sejam realizados os ajustes necessários no mapa geológico a partir de dados de campo com ampla distribuição geográfica.

As fases deformacionais propostas apresentam algumas significativas diferenças das propostas em trabalhos anteriores, mas de modo geral são bastante coerentes com os modelos propostos na bibliografia, apresentando novas contribuições e uma visão mais atual dos sistemas de deformação.

Além da Seção Geoloógica da Porção Sul da Região do Perau, Adrianópolis (PR), no anexo I, um resumo dos dados petrográficos é apresentado no anexo II.

Tabela 8.1 – Resumo das foliações metamórficas e suas respectivas características, eventos e fases de deformação associados (ScNT: Sc no Núcleo Tigre).

Foliação	Classificação	Natureza	Evento	Fase	Metamorfismo
S0	Estrutura sedimentar Contatos estratigráficos entre unidades.	Sedimentar	E0	F0	
S1//ScNT	Xistosidade/Bandamento metamórfico Contínua, não penetrativa, subparela e geralmente transposta e/ou crenulada pela foliação S2. No Núcleo Tigre é milonítica e anastomosada.	Dúctil	E1	D1	M1 Fácies xisto-verde a anfiblito inferior no Complexo Perau. Fácies xisto-verde a granulito no Núcleo Tigre.
S2	Xistosidade anastomosada/Clivagem ardosiana/Clivagem de crenulação/Bandamento metamórfico Contínua a espaçada, penetrativa, geralmente anastomosada e paralela ao bandamento composicional, forma micrólitons, crenula e/ou transpõe a S1, com boudinagem.	Dúctil	E1	D2	
SC//S2	Foliação milonítica Anastomosada, com estiramento mineral, truncamentos, rotação, diminuição de tamanho de grão e recristalização dinâmica, paralela a S2.				
S3	Clivagem Disjuntiva Clivagem disjuntiva espaçada, não penetrativa, oblíqua ou perpendicular à S2, geralmente de médio a alto ângulo de mergulho. Dobramentos regionais.	Dúctil/ Rúptil	E2	D3	M2 Fácies xisto-verde
SC//S3	Foliação milonítica Foliação milonítica a ultramilonítica com bandamento metamórfico, truncamentos, diminuição do tamanho de grão e boudinagem, geralmente paralela a S3.				

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Basei, M. A. S.; Brito Neves, B. B.; Siga Jr., O.; Babinsky, M.; Pimentel, M. M.; Tassinari, C. C. G.; Hollanda, M. H. B.; Nutman, A.; Cordani, U. G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research.* Elsevier, vol. 183, pg. 112-144.

Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Kaulfuss, G. A.; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, H. J.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M. 2003. Geochronology and Isotope Geology of Voturerava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: *4 South American Symposium on Isotope Geology—SSAGI*. Salvador. vol. 2, pg. 501–504.

Bigarella, J. J. & Salamuni, R. 1958. Estudos preliminares na Série Açungui. VIII. A Formação Votuverava. *Boletim de Geologia*. Instituto de História Natural. Curitiba, vol. 2, 6 pg.

Brito Neves, B. B. de; Campos Neto, M. C.; Fuck, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan Africano Cycle and orogenic collage. *Episodes,* vol. 22 (3), pg. 155-166.

Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 8 ed. 428 pg.

Campanha, G. A. C. 1991. *Tectônica proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 296 pg.

Campanha, G. A. C.; Faleiros, F. M.; Basei, M. A. S.; Tassinari, C. C. G.; Nutman, A. P.; Vasconcelos, P. M. 2015. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group,southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arcmagmatism. *Precambrian Research*. Elsevier, vol. 266, pg. 530-550.

Campanha, G. A. C.; Gimenez Filho, A.; Sadowski, G. R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú. Sociedade Brasileira de Geologia, *Boletim Res. Expandidos*, vol.1, pg. 271-272.

Campanha, G. A. C. & Sadowski G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research.* Elsevier, vol. 98, pg. 31-51.

Cury, L. F.; Kaufuss, G. A.; Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Harara, O. M.;Sato, K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Revista do Instituto de Geociências - USP*. Geologia USP, Série Científica. São Paulo, vol. 22, pg. 95-108.

Daitx, E. C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas Jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR).* Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. 484 pg.

Daitx, E. C.; Takahashi, A. T.; Ferreira, J. C. G. SILVA, C.R.; MAEYAMA, O.1983. *Projeto Anta Gorda - Fase III - Mapeamento geológico da área norte*. DNPM/CPRM, São Paulo. 123 pg.

Ebert, H. D. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná com sugestões à tectônica geral do Geossinclíneo Açungui. In: *Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia.* Sociedade Brasileira de Geologia São Paulo. vol.1, pg.131-146.

Ebert, H. D. 1987. *Petrographische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado - Aufwölbung in Se-Paraná, Brasilien.* Tese (Doutorado). Univ. Techn. Clausthal. 257 pg.

Ebert, H. D.; Hasui, Y.; Quade, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região da mina do Perau, Vale do Ribeira - PR. In: *Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia.* Sociedade Brasileira de Geologia, Belém. vol. 5, pg. 2318-2331.

Faleiros, F. M.; Ferrari, V. C.; Costa, V. S.; Campanha, G. A. da C. 2011. Geoquímica e Petrogênese de Metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): Evidências de uma Bacia de Retroarco Caliminiana. *Revista do Instituto de Geociências - USP*. Geologia, USP Série Científica, São Paulo. vol. 11 (2), pg. 135-155.

Fedalto, G. 2015. *Integração de dados geológicos e aerogeofísicos da região da Mina do Perau, Vale do Ribeira, Paraná.* Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 68 pg.

Ferry, J. M. 1983. Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, South-Central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *Journal of the Geological Society of London.* vol. 140, pg. 551-576.

Fiori, A. P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IG-USP, Série Científica*. vol. 23, pg. 55-74.

Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 1 ed. 583 pg.

Fritzons Jr., O.; Piekarz, G. F.; Falcade. D. 1982. Geologia e Potencial Econômico do Grupo Setuva (PR). In: *Anais do 32º Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador. vol. 3, pg. 987-1001.

Hasui, Y.; Carneiro, C. D. R.; Bistrichi, C. A. 1980. Estruturas e Tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. vol. 52(1), pg. 61-76.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, A. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R. & Brito Neves, B. B. de (Organizadores). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Ed. Beca. pg. 203-234.

Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Tassinari, C. C. G.; Almeida, J.; Tupinambá, M.; Siga Jr., O.; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Journal of the Geological Society of London*, Special Publications. vol. 294, pg. 211-237

JICA/MMAJ. 1983. Report *on Geological Survey of Anta Gorda, Brazil: Phase III.* Acordo Coop. Tecn. Brasil-Japão, DNPM/MMAJ, Tokyo, 111 pg.

Kaulfuss, G. A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná.* Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 115 pg.

McClay, K. R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In: McClay, K.R. (Editor). *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pg. 419-433.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. 2ª ed. Springer. 366 pg.

Perrotta, M. M. 1996. *Potencial aurífero de uma região no vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas.* Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 149 pg.

Piekarz, G. F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: *Atas do 3º Simp. Reg. Geol.* Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba. vol. 1, pg. 148-154.

Piekarz, G. F. 1984. Geologia e resultados preliminares da pesquisa mineral no núcleo Betara da Formação Perau (PR). In: *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia.* Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro. vol. VIII, pg. 3683-3696.

Prazeres Filho, H. J. 2005. *Caracterização Geológica e Petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica Isotópica (Nd-Sr-Pb), Idades (ID-TIMS / SHRIMP) e $\delta^{18}O$ em zircão.* Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 207 pg.

Prazeres Filho, H. J.; Harara, O. M. Basei, M. A. S.; Passarelli C. R.; Siga Jr., O. 2003. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista do Instituto de Geociências - USP*. Geologia, USP Série Científica, São Paulo. vol. 3, pg. 51-70.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1997. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures.* Academic Press. Elsevier. 1 ed. pg. 309-700.

Rosen, O.; Desmons, J.; Fettes, D. 2007. Metacarbonate and related rocks. In: International Union of Geological Sciences [IUGS]. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Web version of 01.02.07. 8 p.

Salamuni, R. & Bigarella, J. J. 1967. Contribuição a Geologia do Grupo Açungui. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, Geologia, no. 23, pg. 1-26.

Scholl, W. U.; Lopes, O. F.; Andrade e Silva, A. C. G.; Prozzi, C. R. 1980. Geologia do Pré-Cambriano da Região do Anticlinal do Setuva (municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR.). In: *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*. Balneário Camboriú, SC. vol. 5, pg. 3003-3012.

Serviço Geológico do Brasil [CPRM] & Lasa Prospecções S. A. 2011. *Projeto Geofísico Paraná Santa Catarina– Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos.*

Serviço Geológico do Brasil [CPRM].1981. *Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira - Relatório Final.* DNPM/CPRM, São Paulo, vol. 15.

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*. Londres. vol. 133, pg. 191-213.

Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, H. J. 2007. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (Pr): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*. vol. 37 (1), pg. 114-128.

Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Passarelli, C. R.,Nutman, A.; McReath, I.; Prazeres Filho, H. J. 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier, vol. 32, pg. 301-308.

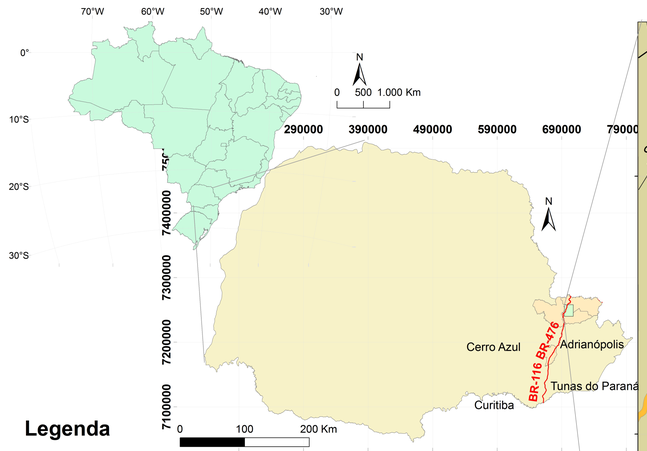
Silva, C. R.; Takahashi, A. T.; Chiodi Filgo, C.; Batolla Jr., F. 1982. Geologia e mineralizações da região Perau-Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: *Anais do 32º Congresso Brasileiro de Geologia.* Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador. vol. 3, pg. 1024-1036.

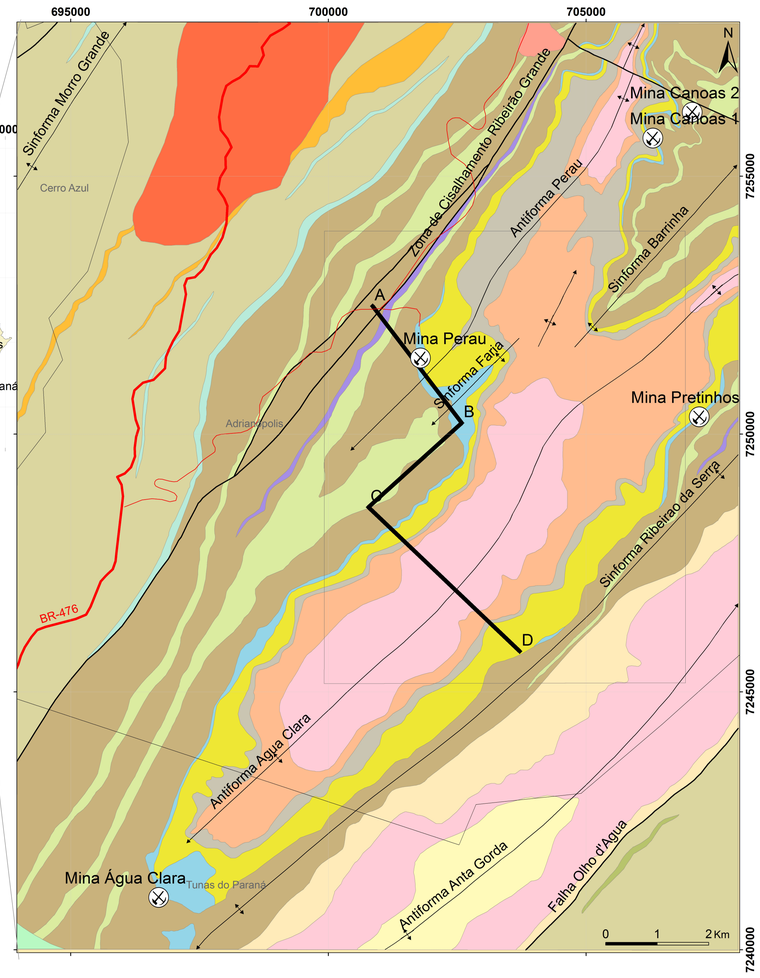
Takahashi, A. T.; Chiodi Filho, C.; Silva, C. R.; Batolla Jr., F. 1981. *Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira - Relatório Final, Área Ribeirão do Perau*. DNPM/ CPRM, São Paulo, v. 7, 94 pg.

Tassinari, C. C. G.; Barbour, A. P.; Daitx, E. C.; Sato, K. 1990. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Natal. vol. 3, pg. 1254-1266.

ANEXO I – SEÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR)

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR), ESCALA 1:200.000 (Daitx, 1996)





Legenda

- Área de abrngência da seção geológica
- Área do Mapa Geológico (Daitx, 1996)
- Limites municipais e estaduais
- Seção Geológica na escala 1:10.000
- Limites Seção
- Mina desativada
- Estradas
- Falhas
- Dobras

Rochas intrusivas neoproterozoicas a mesozoicas

- Sienito Tunas
- Granito Epitácio Pessoa
- Granito Varginha

Formação Votuverava

- Metabasitos
- Mármores e rochas calciossilicáticas
- Metarenitos
- Filitos e xistos

Complexo Perau

Unidade superior

- Mármores e rochas calcissilicáticas indiferenciados
- Anfibolitos
- Xistos e filitos

Unidade intermediária

- Mármores e rochas calciossilicáticas

Unidade basal

- Quartzito superior
- Xistos, anfibolitos e calciossilicáticas indiferenciadas
- Quartzito inferior
- Quartzito indiferenciado

Núcleo Tigre

- Granitoides miloníticos
- Quartzitos

SEÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUL DA REGIÃO DO PERAU, ADRIANÓPOLIS (PR), ESCALA 1:10.000

LEGENDA

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- A - B — Indicação de início e final da seção com base no Mapa Geológico das Minas Canoas, Perau e Água Clara (Daitx, 1996)
- 49 — Número do Alforamento descrito
- Mina de Pb, Zn, Cu desativada
- Falha normal
- Falha transcorrente dextrógira
- Falha de cavalgamento interpretada
- Falha de cavalgamento definida
- Contato litológico interpretado
- Contato litológico definido
- Foliação S1
- Foliação S2
- Foliação S3

CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

COMPLEXO PERAU

Unidade Superior

- Magnetita-plagioclásio turmalinito de granulação fina a média e estrutura isótropa, associado aos anfibolitos.
- Anfibolito de granulação fina a grossa composto por anfibólio, plagioclásio, biotita, magnetita e augita, com estrutura isótropa a milonítica anastomosada (SC//S2).
- Rochas metapelíticas: quartzo-sericita filito de granulação fina com ou sem magnetita e grafita; actinolita-biotita-quartzo-muscovita xisto com ou sem granada, estaurolita e magnetita, de granulação fina a grossa. Rochas calcissilicáticas: carbonato-biotita-epidoto-sericita-quartzo xisto com veios de quartzo e rodocrosita. Apresentam xistosidade contínua com bandamento metamórfico (S1) e xistosidade de crenulação pouco espaçada a anastomosada (S2), clivagem disjuntiva de crenulação (S3) e foliação milonítica paralela a S2 ou S3.

Unidade Intermediária

- Rochas calciossilicáticas de granulação fina: actinolita-plagioclásio-opacos-carbonato-sericita-biotita-quartzo xistos; carbonato-opacos-carbonato-actinolita-zoisita xisto; estaurolita-quartzo-sericita xisto. Apresentam xistosidade contínua (S1), xistosidade de crenulaçaõ pouco espaçada a anastomosada (S2) e foliação milonítica (SC//S2). Corpos anfibolíticos de granulação fina a média localizados.
- Mármore impuro de granulação fina a grossa, composto por carbonato, tremolita, actinolita, sericita, biotita, magnetita e turmalina, com bandamento centimétrico (S2) em níveis carbonáticos intercalados a níveis de tremolita, magnetita e turmalina.
- Metachert composto por quartzo criptocristalino, de estrutura maciça, com venulações preenchidas por minerais de minério de Cu e Fe suportanto fragmentos centimétricos da encaixante; níveis centimétricos de metachert maciço intercalados com niveis centimétricos de mármore impuro.

Unidade Basal

- Feldspato alcalino-quartzo-muscovita xisto de granulação fina com xistosidade contínua (S1) e clivagem de crenulação (S2).
- Sericita quartzito de granulação muito fina a fina, com bandamento composicional centimétrico em bandas com e sem óxidos de ferro, estrutura maciça intercalada com níveis centimétricos com clivagem ardosiana (S2).

NÚCLEO TIGRE

- Sienogranito leucocrático de anatexia, de granulação fina a média, composto por quartzo, microclínio, biotita, plagioclásio, turmalina, anfibólio, alanita, zircão, opacos e granada, com estrutura isótropa a foliada incipiente.
- Biotita sienogranitos de granulação fina a grossa, compostos por quartzo, feldspato alcalino, biotita, quartzo, plagioclásio, anfibólio, minerais opacos, epidoto e zircão, com estrutura milonítica a ultramilonítica, com xistosidade anastomosada (Sc//S1); sienogranitos de granulação fina a grossa, compostos por feldspato alcalino, quartzo, biotita, plagioclásio, anfibólio e minerais opacos, com estrutura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica, com foliação anastomosada (Sc//S1) e clivagem de crenulação (S2).

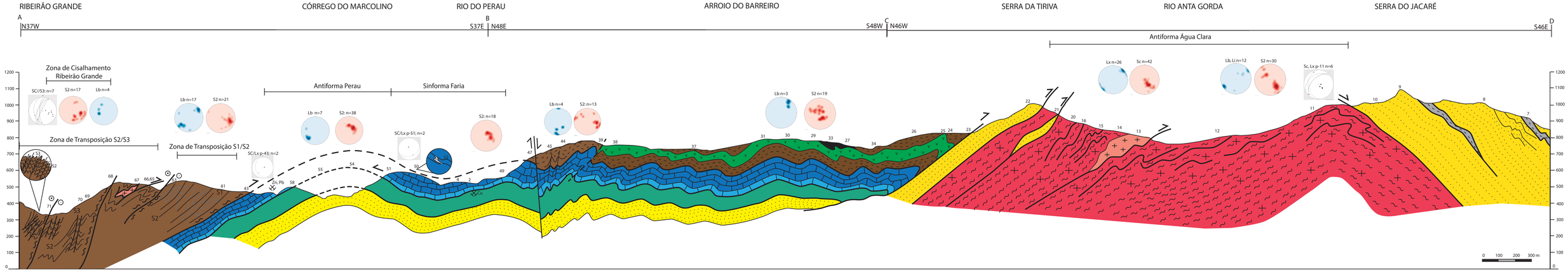
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA

ANEXO I em "Seção Geológica da Porção Sul da Região do Perau, Adrianópolis (PR): Caracterização Estrutural e Metamórfica no estudo das fases tectônicas"
Disciplina: Trabalho de Conclusão de Curso - GC 119

Aluna: Veleda Astarte Paiva Müller
Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Co-orientador: Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros
Geólogo Colaborador: Guilherme Fedalto

Novembro de 2016
Mapa Geológico da Porção Sul da Região do Perau, escala 1:200.000 modificado de "Mapa Geológico da região das Minas do Perau, Canoas, Água Clara e Pretinhos", na escala 1:25.000, de Daitx, 1996.

Escala vertical e horizontal da seção: 1:10.000
Escala do mapa geológico: 1:200.000



ANEXO II - TABELA DE DADOS PETROGRÁFICOS

Unidades	Lâmina	Rocha	Minerais																			Textura	Estrutura	Foliação				Metamorfismo		Verg
			Qz	Mus	Ser	Bio	Cl	FK	Plag	Hb	Act.	Tre	Aug	Gr	Est	Cab	Zoi	Czoi	Epi	Tur	Op	Acs			S1	S2	S3	Sc	M1	M2	
Núcleo Tigre	Per-13	Sienogranito protomilonítico	44				10	40	5	tr.		tr.								1	tr.	tr.	Granoblástica	Bandada (incipiente)				x	x		
	Per-14	Biotita sienogranito milonítico	10			40		45													5	tr.	Milonítica	Foliada				x	x		SE
Intermediária	Per-04	plagioclásio-hornblenda anfibolito com augita							45	50		50	2								3		Granoblástica	Maciça					x		
	Per-40	carbonato-sericita-biotita-quartzo filito	45		15	30			tr.							5					5		Granolepidoblástica	Foliada	x	x			x		
	Per-43	estaurolita-biotita-quartzo-muscovita filito	20		40	15									15	tr.					10		Granolepidoblástica	Foliada	x	x			x		
	Per-52	Mármore impuro			1	5					4	30				50					10	tr.	Nematoblástica	Bandada		x			x		
	Per-54	Mármore impuro									5	40				50					5		Nematoblástica	Bandada		x			x		
	Per-59	Mármore impuro							5		25					70					tr.	tr.	Nematoblástica	Bandada							
	Per-60	carbonato-actinolita-plagicolásio-zoizita xisto com microclínio e biotita				3		2	30		20	tr.				5	30				10	tr.	Nematoblástica	Bandada	x	x			x		
Superior	Per-27	clinozoizita-hornblenda-plagioclásio anfibolito		8	tr.	2			50	30								5			5		Nematoblástica	Foliada		x			x		
	Per-32	plagioclásio-hornblenda anfibolito	tr.				tr.		30	55									5		10	tr.	Granoblástica	Maciça					x	x	
	Per-37	biotita-plagiclásio-hornblenda anfibolito	5			10	5		15	60									tr.		5		Milonítica	Foliada				x	x		
	Per-45	biotita-actinolita-quartzo-sericita filito com estaurolita	25		35	15					15				tr.						10		Granolepidoblástica	Foliada		x	x		x	x	
	Per-47	actinolita-biotita-quartzo-muscovita xisto com estaurolita e turmalina	30	35		15					10			2		tr.				tr.	8		Granolepidoblástica	Foliada	x	x		x	x		SE
	Per-47B	actinolita-biotita-muscovita-quartzo xisto com estaurolita, granada e turmalina	35	25		20					10			tr.	tr.					tr.	10		Granolepidoblástica	Foliada	x	x			x		
	Per-48	biotita-muscovita-quartzo xisto com granada e turmalina	50	40		10		tr.						4						1	5		Milonítica	Foliada		x		x	x		SE
	Per-48B	clorita-hornblenda-plagioclásio anfibolito com augita	3			5	15		40	35			2								tr.		Milonítica	Foliada				x	x		NE
	Per-61	biotita-quartzo-muscovita xisto com granada e turmalina	30	40		15								4						1	5	tr.	Granolepidoblástica	Foliada	x	x			x		
	Per-61B	biotita-muscovita-quartzo xisto com granada e estaurolita	40	30		25								tr.	tr.						5		Milonítica	Foliada		x		x	x		NE