

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Câmpus de Rio Claro

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

**GEOLOGIA DA FOLHA GUAPIARA 1:50000 (SG-22-X-B-II-2)**

Rio Claro - SP  
2017

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Câmpus de Rio Claro

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

**GEOLOGIA DA FOLHA GUAPIARA 1:50000 (SG-22-X-B-II-2)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Ciências Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro - SP  
2017

550      Vieira, Otávio Augusto Ruiz Paccola  
V658g      Geologia da Folha Guapiara 1:50000 (SG-22-X-B-II-2) /  
              Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira. - Rio Claro, 2017  
              145 f. : il., figs., gráfs., fots., mapas

              Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,  
              Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
              Orientador: Antonio Misson Godoy

              1. Geologia. 2. Mapeamento geológico. 3. Geologia  
              estrutural. 4. Metamorfismo. I. Título.

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

**GEOLOGIA DA FOLHA GUAPIARA 1:50000 (SG-22-X-B-II-2)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Ciências Meio Ambiente

Comissão Examinadora

---

**Prof. Dr. Antonio Misson Godoy - Orientador**

Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro - SP.

---

**Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Jr.**

Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro - SP.

---

**Prof. Dr. Jefferson Cassu Manzano**

Rio Tinto Desenvolvimento Minerais LTDA/Brasília (DF).

Rio Claro, 13 de abril de 2017

## RESUMO

A Folha Topográfica de Guapiara 1: 50000 (SG-22-X-B-II-2) situa-se no extremo sul do estado de São Paulo e compreende na porção central da Província Mantiqueira a faixa centro-sul do Cinturão Ribeira. O arcabouço geológico local envolve rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açunguí, de idade meso- a neoproterozoicas metamorfizadas e deformadas no Neoproterozoico, associadas a rochas granitoides gerados durante os episódios colisionais ligados ao Ciclo Brasileiro e à formação do Supercontinente Gondwana. Na região, oito unidades litoestratigráficas principais foram mapeadas: metassedimentos da Formação Água Clara e dos grupos Votuverava e Itaiacoca de idade meso- a neoproterozoica, corpos graníticos neoproterozoicos representantes do Granito Três Córregos, corpos graníticos neoproterozoicos a cambrianos do Granito Capão Bonito, rochas sedimentares do Grupo Itararé, intrusivas básicas associadas a Formação Serra Geral e sedimentos recentes Quaternários. O quadro estrutural-metamórfico é determinado predominantemente pelo arranjo tectônico final neoproterozóico, evidenciado nas rochas epimetamórficas por uma evolução estrutural do tipo polifásica. As estruturas primárias  $S_0$ , devido aos intensos processos de transposição das foliações dúctil e deformação milonítica, apresentam-se preservadas de forma escassa em algumas áreas, com predomínio somente do acamamento gradacional reliquiar  $S_0$ , nas áreas menos deformadas, a um bandamento tectônico nas regiões da zona de cisalhamento. São registradas quatro fases deformacionais e três metamórficas principais: a fase  $D_n$ , de baixo a médio ângulo e direção preferencial NE/SW, subparalela ao bandamento composicional  $S_0$ ; a fase  $D_{n+1}$ , de baixo a médio ângulo e direção preferencial NW/SE; a fase  $D_{n+2}$ , de alto ângulo e direção preferencial NE/SW, sendo esta fase a mais penetrativa e a principal e a fase  $D_{n+3}$ , de alto ângulo e direção preferencial NW/SE. Os eventos metamórficos associados são caracterizados pelo metamorfismo  $M_1$ , o ápice metamórfico, do tipo regional progressivo na fácies xisto-verde alto a anfíbolito baixo;  $M_2$ , do tipo de contato em condições de baixa pressão e baixa a média temperatura, com a formação de hornfels e *skarns* locais;  $M_3$  metamorfismo regional regressivo na fácies xisto-verde baixa.

Palavras-chave: Guapiara; Mapeamento; Metamorfismo; Estrutural

## ABSTRACT

The Topographic Sheet of Guapiara 1: 50000 (SG-22-X-B-II-2) is located in the southernmost part of the state of São Paulo and comprises the central portion of the Mantiqueira Province, the central-southern belt of the Ribeira Belt. The local geological framework involves rocks from the metavulcanosedimentary sequence of the Açunguí Supergroup, meso to neoproterozoic metamorphosed age and deformed in the neoproterozoic, associated with granitoid rocks generated during the collisional episodes related to the Brazilian Cycle and to the formation of the Gondwana Supercontinent. In the region, eight main lithostratigraphic units were mapped: metasediments of the Água Clara Formation and the Votuverava and Itaiacoca Groups of meso-neoproterozoic age, neoproterozoic granite bodies representing the Três Córregos Granite, granite neoproterozoic bodies of the Capão Bonito Granite, sedimentary rocks of Itararé Group, basic effusives rocks associated with the Serra Geral Formation and recent sediments of the Quaternary. The structural-metamorphic framework is dominantly determined by the final neoproterozoic tectonic arrangement, evidenced in the epimetamorphic rocks by a structural evolution of the polyphase type. The primary structures  $S_0$ , due to the intense processes of transposition of ductile foliations and milonite deformation, are sparsely preserved in some areas, with predominance only of the relic gradation bedding of  $S_0$ , in less deformed areas, to a tectonic banding in the regions of Shear Zone. Four deformational phases and three main metamorphic phases are recorded: the  $D_n$  phase, low to medium angle and preferential direction NE / SW, which is subparallel to the compositional bandage  $S_0$ ; The  $D_{n+1}$  phase, from low to medium angle and preferential direction NW / SE; The phase  $D_{n+2}$ , of high angle and preferential direction NE / SW, this being the most penetrative and the main phase and the  $D_{n+3}$  phase, of high angle and preferential direction NW / SE. The associated metamorphic events are characterized by the metamorphism  $M_1$ , the metamorphic apex, of the regional progressive type in the high greenschist to low amphibolite facies;  $M_2$ , contact type under low pressure conditions and low to medium temperature, with the formation of hornfels and local skarns;  $M_3$ , regressive regional metamorphism in low greenschist facies.

Keywords: Guapiara; Mapping; Metamorphism; Structural

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Localização da Folha Guapiara. ....	7
<b>Figura 2.1</b> Localização do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para a sua compartimentação (mod. de HASUI, 2012; HASUI, 2010; HEILBRON et al., 2004).....	12
<b>Figura 2.2</b> Cinturões Orogenéticos característicos da Província Mantiqueira (HASUI, 2012).....	13
<b>Figuras 2.3 a)</b> Mapa geotectônico simplificado enfatizando as áreas cratônicas e os cinturões móveis brasileiros. <b>b)</b> Mapa geológico simplificado das porções sul e central do Cinturão Ribeira com as localizações das unidades geológicas, com a área de estudo localizada no Terreno Apiaí (CAMPANHA et al. 2015a). ....	14
<b>Figura 2.4</b> Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense. (modificado de FALEIROS, 2008). A área de trabalho em destaque preto.....	16
<b>Figura 3.1</b> Disposição das unidades na área de estudo. ....	25
<b>Figuras 3.2 A)</b> Fotografia do relevo característico da unidade dos filitos da Formação Água Clara e <b>B e C)</b> Filito sericítico típico da região, de coloração amarronzada e crenulado. ....	27
<b>Figuras 3.3</b> Fotomicrografia de lâmina delgada de sericita filito. <b>A)</b> Presença de orientação dos cristais de sericita e de quartzo e a crenulação dos cristais de sericita. <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Sr: sericita. ....	28
<b>Figura 3.4</b> Fotografia de anfibolito de coloração verde escuro a preto com pontuações ou manchas esbranquiçadas relativas ao plagioclásio.....	29
<b>Figura 3.5</b> Fotomicrografias de cristais de hornblenda e biotita que definem a foliação da rocha. No detalhe plagioclásio (oligoclásio/andesina) parcialmente saussuritizado com geração de sericita, carbonatos e epidoto.....	30
<b>Figuras 3.6 A)</b> Fotomicrografia da alternância de leitos granoblásticos, e nematoblásticos marcados pela orientação dos bastonetes e palhetas de flogopita <b>(B)</b> A mesma fotomicrografia vista a nicóis cruzados <b>C)</b> e <b>D)</b> Fotomicrografias sob	

nicóis cruzados, ilustrando a relação dos cristais de actinolita-tremolita com as lamelas de flogopita. ....	31
<b>Figura 3.7</b> Fotografia de detalhe do afloramento de metacalcário. ....	32
<b>Figuras 3.8</b> Fotografias. <b>A)</b> Intercalação entre biotita xisto, de coloração avermelhada, e quartzo xisto, de coloração creme. <b>B)</b> Detalhe da crenulação do biotita-xisto ( $D_{n+2}$ ). ....	34
<b>Figura 3.9</b> Fotografia de muscovita xisto com película de manganês. ....	35
<b>Figuras 3.10</b> Fotomicrografias de biotita xisto. <b>A)</b> Ripas de biotita de coloração amarronzada crenuladas e grãos de quartzo recristalizados; <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qz: quartzo, Bt: biotita. ....	35
<b>Figuras 3.11</b> Fotomicrografias de quartzito. <b>A)</b> Grãos de quartzo recristalizados e mineral opacos (magnetita); <b>B)</b> Nicóis cruzados. qtz: quartzo, Op: minerais opacos. ....	36
<b>Figura 3.12</b> Fotografia do relevo característico das rochas metabásicas do Grupo Votuverava, morrote arredondados de textura lisa. ....	37
<b>Figuras 3.13</b> Fotografias da rocha metabásica dobrada ( $D_{n+2}$ ). <b>A)</b> A dobra aberta marcada pela foliação principal <b>B)</b> Foliação da rocha. ....	37
<b>Figuras 3.14</b> Fotomicrografias epidoto actinolita tremolita xisto. <b>A)</b> Cristais de epidoto, tremolita/actinolita e clorita orientados. <b>B)</b> Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita, Ep: epidoto, Cl: clorita. ....	38
<b>Figuras 3.15</b> Fotomicrografias de epidoto actinolita tremolita xisto. <b>A)</b> Cristais de actinolita, tremolita, epidoto e clorita crenulados. <b>B)</b> Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita, Ep: epidoto, Cl: Clorita. ....	38
<b>Figuras 3.16:</b> Fotografias de anfibolito. <b>A)</b> Afloramento em blocos. <b>B)</b> Detalhe da foliação da rocha. ....	39
<b>Figuras 3.18</b> Fotografias do relevo da Serra do Cantagalo. <b>A)</b> Cristas alinhadas de quartzito; <b>B)</b> Alinhamento das cristas quartzíticas vista do topo da serra. ....	41
<b>Figuras 3.19</b> Fotografias. <b>A)</b> Quartzo xisto de coloração creme, com cristais de micas submilimétricas dispersos, fraturado e com foliação incipiente. <b>B)</b> Detalhe da foliação, marcada pela orientação dos cristais micáceos. ....	41

<b>Figuras 3.20 A a D)</b> Fotografia de quartzitos de coloração creme esbranquiçada e seu solo de alteração creme alaranjado, arenoso e com blocos reliquiasres. ....	42
<b>Figuras 3.21</b> Fotomicrografias de quartzito. <b>A)</b> Cristais de quartzo recristalizados e deformados. <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qtz: quartzo .....	42
<b>Figura 3.22</b> Fotografia de quartzito creme amarelado com estrutura maciça a foliada, marcada pelo bandamento composicional da rocha.....	44
<b>Figura 3.23</b> Fotografia do relevo dos filitos com terrenos aplainados. ....	45
<b>Figuras 3.24</b> Fotografia. <b>A e B)</b> Filitos de coloração amarronzada com foliação penetrativa ( $S_{n+2}$ ). ....	46
<b>Figuras 3.25</b> Fotomicrografias <b>A)</b> Filito composto por sericita e quartzo, com foliação marcada pelos cristais de sericita. <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Se: sericita. ...	47
<b>Figura 3.26</b> Fotografia de tremolita xisto alterada, de coloração ocre.....	47
<b>Figura 3.27</b> Fotomicrografia de tremolita xisto com acículas de tremolita com alta birrefringência, que formam agregados fibrosos. Cristais apresentam leve manchamento o que indica pequena variação no conteúdo de ferro destes minerais (pleocroísmo verde muito pálido). Foliação $S_n$ crenulada pelo evento $D_{n+2}$ . Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita .....	48
<b>Figuras 3.28 A)</b> Fotomicrografias de metarenitos (Nicóis cruzados). A textura destas rochas é granoblástica inequigranular bimodal (principal) ou seriada (secundária) (em determinadas porções é notável uma gradação completa do grão mais fino para o mais grosso <b>B)</b> Por entre os clastos maiores de quartzo, ocorre fina matriz sericítica com fragmentos de quartzo menores (recristalizados, formam diminutos agregados). Qtz: quartzo, Sr: sericita.....	49
<b>Figuras 3.29</b> Fotografia <b>A)</b> Matacões graníticos. <b>B)</b> Solo de alteração das rochas graníticas, com preservação de fenocristais de FK e coloração ocre a creme. ....	51
<b>Figuras 3.30</b> Fotografia. <b>A e B)</b> Detalhe do monzogranito porfiróide cataclasado. ...	51
<b>Figuras 3.32</b> Fotomicrografias Monzogranito porfiróide. <b>A)</b> Quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita; <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Bt: biotita, Fk: feldspato potássico, Pl: plagioclásio. ....	53
<b>Figuras 3.33</b> Fotomicrografias do hornblenda monzogranito porfirítico. <b>A)</b> Detalhe	

para as bordas de alteração da hornblenda, com ocorrência de biotitas; <b>B)</b> Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Bt: biotita, Fk: feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Hb: hornblenda. ....	53
<b>Figuras 3.34</b> Fotografia. <b>A)</b> Blocos encontrados em sopé de encostas; <b>B e C)</b> Blocos de dimensões variáveis do granito Capão Bonito; <b>D)</b> Sienogranito Capão Bonito; Rocha de granulação média com pouca biotita na matriz e os cristais avermelhados de Fk.....	54
<b>Figuras 3.35</b> Fotografias. <b>A a C)</b> Xenólitos de granitos distintos do Granito Capão Bonito.....	55
<b>Figuras 3.36</b> Fotomicrografias com nicóis cruzados <b>A a D)</b> Granito Capão Bonito. Qtz: quartzo Mc: microclínio.....	56
<b>Figuras 3.37</b> Fotomicrografias. <b>A a D)</b> Relações dos minerais máficos do Granito Capão Bonito Chl: clorita, Qtz: quartzo, Bt: biotita, Zrn: zircão, Mc: microclínio.....	57
<b>Figura 3.38</b> Fotografia de arenito de coloração creme com estratificação cruzada.	58
<b>Figura 3.39</b> Fotografia de detalhe dos arenitos mal selecionados do Grupo Itararé, de coloração avermelhada, alterados e com clastos de tamanhos entre 0.5 a 2cm.	59
<b>Figuras 3.40</b> Fotografia de diabásio: <b>A)</b> Blocos de tamanhos diversos; <b>B)</b> Bloco afanítico com foliação esferoidal. ....	60
<b>Figura 3.41</b> Fotografia de diabásio quando alterado, apresentam esfoliação esferoidal. Os processos de pedogênese de tais rochas básicas geram um solo argiloso, de coloração vermelho forte com tons vermelho-tijolo a vermelho-amarronzado. ....	60
<b>Figuras 3.43</b> Fotografias. <b>A e B)</b> Coberturas coluvionares representativas da região. ....	61
<b>Figura 4.1</b> Domínios da área mapeada. ....	63
<b>Figura 4.2</b> Estereograma de foliações $S_n$ com 28 medidas. ....	64
<b>Figura 4.3</b> Estereograma das foliações $S_{n+1}$ com 25 foliações. ....	65
<b>Figura 4.4</b> Estereograma com foliações relativas ao evento $D_{n+2}$ com 44 medidas.	66
<b>Figura 4.5</b> Estereograma com medidas $S_{n+3}$ com 37 medidas.....	67

<b>Figuras 4.6 A e B)</b> Evento $D_{n+3}$ dobra a foliação $S_{n+2}$ , com geração de foliação $S_{n+3}$ em filito e <b>C)</b> Evento $D_{n+3}$ dobra a foliação $S_{n+2}$ , com geração de foliação $S_{n+3}$ , com $L_{n+3}$ em evidência, em filito.....	68
<b>Figura 4.7</b> Estereogramas da foliação $S_n$ com 106 medidas. ....	70
<b>Figura 4.8</b> Estereogramas da foliação $S_{n+1}$ com 73 medidas.....	70
<b>Figuras 4.9</b> Foliação $S_n$ crenulada no evento $D_{n+2}$ . ....	71
<b>Figura 4.10</b> Foliação $S_n$ dobrada pelo evento $D_{n+2}$ . ....	71
<b>Figuras 4.11 A)</b> Foliação $S_n$ crenulada pelo evento $D_{n+2}$ ; <b>B)</b> Nicóis cruzado. ....	71
<b>Figura 4.12</b> Anfibolito milonitizado.....	72
<b>Figura 4.13</b> Estereograma da foliação $S_{n+2}$ com 80 medidas.....	73
<b>Figuras 4.14: A)</b> Foliação marcada por cristais prismáticos; <b>B)</b> Nicóis cruzado.....	73
<b>Figura 4.15</b> Estereograma das lineações de estiramento com 30 medidas. ....	74
<b>Figura 4.16</b> Lineação de crenulação do tipo intersecção entre $S_n//S_{n+1}$ e $S_{n+2}$ . ....	74
<b>Figuras 4.17</b> Perfil do evento $D_{n+2}$ , que dobra foliação $S_n$ . ....	75
<b>Figura 4.18</b> Estereograma da foliação $S_{n+3}$ com 42 medidas.....	76
<b>Figura 4.19</b> Estereograma de foliação $S_n$ com 60 medidas. ....	77
<b>Figura 4.20</b> Estereograma de foliação $S_{n+1}$ com 45 medidas.....	78
<b>Figuras 4.21 A e B</b> Dobra $F_{n+1}$ isoclinal, recumbente em quartzito puro da Serra do Capote. Estas dobras recumbentes $F_{n+1}$ estão redobradas em evento deformacional posterior $D_{n+2}$ . ....	79
<b>Figura 4.22</b> Estereograma de foliações $S_{n+2}$ com 65 medidas.....	80
<b>Figura 4.23</b> Estereograma das lineações $L_{n+2}$ de estiramento com 31 medidas. ....	82
<b>Figuras 4.24 A)</b> Dobras fechadas em quartzito. <b>B)</b> Dobra aberta. Estas duas dobras foram geradas no mesmo evento deformacional $D_{n+2}$ , que apresenta diferentes ângulos interflancos, porém com planos axiais NE e linhas de charneiras subhorizontais coincidentes. ....	82
<b>Figura 4.25:</b> Estereograma de foliação $S_{n+3}$ com 17 medidas. ....	83
<b>Figura 4.26</b> Estereograma de juntas de toda a área mapeada com 273 medidas. ...	84

<b>Figura 4.27</b> <i>Stock</i> granítico fortemente milonitizado, graças à ação do falhamento transcorrente dextral que afetou a área. Os porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados e o forte estiramento mineral marcam a lineação da rocha. ....	85
<b>Figura 4.28</b> Cristal de micafish de direção horária de cisalhamento. Polarizadores cruzados. ....	86
<b>Figuras 4.29</b> As dobras geradas na fase $D_{n+1}$ são apertadas a isoclinais, recumbentes com planos axiais e linhas de charneiras horizontais, “desenhadas” pelo acamamento $S_0$ e/ou bandamento composicional $S_n$ . Seus eixos, bem como sua foliação plano-axial está distorcida por um evento tectônico posterior $D_{n+2}$ que ocasionou o paralelismo do acamamento/bandamento com a foliação $S_n$ , responsável pela geração da dobra aberta com planos axiais verticalizados e linhas de charneiras subhorizontais [acima] o que ocasiona um padrão de interferência do tipo “laço”. ....	88
<b>Figura 4.30</b> Elipsoide de Deformação.....	88
<b>Figuras 5.1</b> Diagramas experimentais isobáricos, para reações em rochas calcárias impuras. Diferentes resultados foram obtidos sob condições praticamente idênticas; no entanto, o surgimento da actinolita/tremolita pode ocorrer a temperaturas inferiores a 400 °C (YARDLEY, 1989). Legenda: TR= tremolita; Qtz= quartzo, CTA= calcita, DO= dolomita; DI = diopsídio. ....	90
<b>Figura 5.2</b> Diagrama de composição modal (mole %) e temperatura de estabilidade de minerais em rochas calcárias impuras metamorfizadas (BUCHER & GRAPES, 2011).....	91
<b>Figura 5.3</b> Grade petrogenética para metapelitos, com destaque para a paragênese mineral descrita nas rochas desta unidade, estável entre 430 e 530 °C (YARDLEY, 1989).....	92
<b>Figura 5.4</b> Diagrama P e T das diferentes fácies metamórficas. Em destaque, auge do metamorfismo regional/Barroviano atingido na área (YARDLEY et al., 1989). ....	92
<b>Figura 5.5</b> Diagrama P-T, com os limites de estabilidade da calcita + talco + quartzo + dolomita e de calcita + tremolita + quartzo (BUCHER & GRAPES, 2011).....	93
<b>Figura 5.6</b> Diagrama de zoneamento mineral em rochas metabásicas metamorfizadas (BUCHER & GRAPES, 2011). ....	95

<b>Figura 5.7</b> Mineralogia preponderante dos xistos descritos na região com muscovita, quartzo e biotita. Secundariamente ocorrem minerais opacos, além de algum feldspato, clorita e grafita (estes três últimos não representados na fotografia). A sericita envolve-se com processos retrometamórficos. Ms: muscovita; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Op: minerais opacos; Ser: sericita. Nicóis paralelos. ....	96
<b>Figura 5.8:</b> Diagrama representando a assembleia Kfs-Ms-Bt-Chl (equação 1). Modificado de Bucher & Grapes (2011). ....	97
<b>Figura 5.9</b> Diagrama de zoneamento mineral em rochas metabásicas metamorfizadas (BUCHER & GRAPES, 2011). ....	98
<b>Figura 5.10</b> Diagrama P-T, com os limites de estabilidade da calcita e de calcita + quartzo. As curvas para a destruição da calcita + quartzo são dadas para vários valores de X CO <sub>2</sub> , e para P CO <sub>2</sub> = 1 bar. (Dados de JOHANNES & PUHAN, 1971; GREENWOOD, 1962, 1967; HARKER & TURTLE, 1956). ....	99
<b>Figura 5.11</b> Grade petrogenética para rochas metabásicas. Em cinza escuro encontra-se o campo provável de estabilidade para o pico metamórfico das rochas metabásicas da área (mod. de FALEIROS, 2008). ....	101
<b>Figura 5.12</b> Diagrama P e T com as diferentes fácies metamórficas. Em destaque, auge do metamorfismo regional/Barroviano atingido para a unidade de filitos (YARDLEY et al., 1989). ....	101
<b>Figuras 5.13 A)</b> Filito encontrado ao longo das zonas de cisalhamento da área, especialmente Quarenta Oitava; <b>B)</b> Fotografia em detalhe do afloramento na qual são encontrados os filitos. Foliação milonítica sub-verticalizada (destaque em amarelo), comumente descrita nas zonas de cisalhamento. ....	103
<b>Figura 5.14</b> Mineralogia encontrada nos filonitos: sericita, quartzo, muscovita, minerais opacos, turmalina e grafita. Turmalina, de origem sin- S <sub>n+2</sub> , incluso na foliação milonítica e <i>ribbon quartz</i> que indica o estiramento mineral. Ser: sericita, Gr: grafita, Ms: muscovita, Chl: clorita, Tur: turmalina, Op: minerais opacos, Qtz: quartzo. Nicóis paralelos.....	104
<b>Figura 5.15 A)</b> Processo de uralitização no diabásio, com crescimento de actinolita prismática marrom-escura próximo a augita. <b>B)</b> Biotitização, cloritização e epidotização no Granito Três Córregos. Abreviações - Act: actinolita; Ag: augita; Bt:	

biotita; Clr: clorita; Ep: epidoto; Lab: labradorita; Pl: plagioclásio; Hbl: hornblenda;  
Qtz: quartzo. .... 106

**Figura 5.16 A)** Retrometamorfismo de hornblenda alterada para biotita e biotita alterada para clorita em granito; **B)** Nicóis cruzado. Qtz: quartzo Bt: biotita Fk: feldspato potássico Pl: plagioclásio Hb: hornblenda..... 106

**Figura 6.1** Esquematisação de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro, que pode ser aplicado para a área de estudo: **a)** Fase de rifteamento continental, com início de deposição das sequências sedimentares do Supergrupo Açungui (Obs: neste caso, a sedimentação se dá em torno de 1,5 Ga); **b)** Formação de assoalho oceânico e desenvolvimento de margem passiva, com atuação de movimentos divergentes. (mod. de SANTOS et al., 2015). .... 108

**Figura 6.2** Esquematisação do possível ambiente deposicional do Grupo Votuverava..... 110

**Figura 6.3** Esquematisação de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro: **c)** estágio de início de subducção em margem ativa, com atuação de sistemas de empurrão, correspondentes ao Sistema de Cavalcamento Açungui e ao Sistema de Dobramento Apiaí na região mapeada; **d)** estágio de colisão continental associada a intrusões graníticas sin-orogênicas (Batólito Granítico Três Córregos) (mod de SANTOS et al., 2015). .... 113

**Figura 6.4** Representação de  $S_0$  estrutura reliquiar e os três estágios principais deformacionais  $D_n$ ,  $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ . .... 114

**Figura 6.5.** Padrão de redobramento para a área associado a uma deformação final de natureza compressiva-transcorrente. .... 114

**Figura 6.6** Esquema da evolução da área, com ênfase para as intrusões e os estágios em que ocorrem até chegar a um perfil representativo atual. (mod. de RICHARDS, 2003). .... 116

**Figura 6.7** Esquematisação de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro de um dos estágios finais da colisão, com forte atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes (mod. de SANTOS et al., 2015). .... 117

## SUMÁRIO

CAPITULO 1 .....	6
1 INTRODUÇÃO.....	6
1.1 OBJETIVOS .....	8
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	8
1.2.1 Levantamento Bibliográfico .....	8
1.2.2 Compilação de Dados de Trabalhos Anteriores .....	9
1.2.3 Levantamento de Campo.....	9
1.2.4 Análise Estrutural.....	9
1.2.5 Análise Petrográfica e Microestrutural.....	10
CAPITULO 2.....	11
2 GEOLOGIA REGIONAL .....	11
2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA .....	11
2.2 Cinturão Orogênico Ribeira.....	13
2.2.1 Terreno Apiaí .....	15
2.3 Unidades Litoestratigráficas.....	17
2.3.1 Complexo Apiaí-Mirim.....	17
2.3.2 Supergrupo Açunguí (Neo- a Mesoproterozoico) .....	17
2.3.2.1 Formação Água Clara .....	18
2.3.2.2 Grupo Votuverava .....	18
2.3.2.3 Grupo Itaiacoca.....	19
2.4 Granito Três Córregos (Neoproterozoico) .....	20
2.5 Granito Capão Bonito (Cambriano-Neoproterozoico) .....	21
2.6 Bacia do Paraná .....	21
2.7 Depósitos Recentes .....	22
2.8 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	22
2.9 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CINTURÃO RIBEIRA.....	22
CAPITULO 3 .....	24
3 ESTRATIGRAFIA, LITOLOGIAS E PETROGRAFIAS.....	24

3.1 FORMAÇÃO ÁGUA CLARA .....	27
3.1.1 Descrição Macroscópica e Microscópica.....	27
3.1.1.1 Filito .....	27
3.1.1.2 Anfibolito .....	29
3.1.1.3 Rocha calciossilicatada .....	30
3.1.1.4 Metacalcário calcítico .....	32
3.2 GRUPO VOTUVERAVA .....	33
3.2.1 Descrição Macroscópicas e Microscópicas .....	33
3.2.1.1 Muscovita e biotita xistos.....	33
3.2.1.2 Actinolita-Tremolita xisto .....	36
3.2.1.3 Anfibolito .....	39
3.2.1.4 Quartzito e quartzo xisto.....	40
3.3 GRUPO ITAIACOCA.....	43
3.3.1 Descrição macroscópica e microscópica.....	43
3.3.1.1 Quartzito .....	43
3.3.1.2 Metarritmito .....	44
3.3.1.3 Filito .....	45
3.3.1.4 Actinolita-Tremolita xisto .....	47
3.3.1.5 Metarenitos e Metarcóseos .....	48
3.3.1.6 Metacalcário.....	49
3.4 GRANITO TRÊS CÓRREGOS .....	50
3.4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA .....	50
3.4.2 Descrição Microscópica .....	52
3.5 GRANITO CAPÃO BONITO .....	54
3.5.1 Descrição Macroscópica .....	54
3.5.2 Descrição Microscópica .....	56
3.6 GRUPO ITARARÉ.....	58
3.7 MAGMATISMO SERRA GERAL .....	59
3.7.1 Descrição Macroscópica .....	59
3.7.2 Descrição Microscópica .....	60

3.8 COBERTURA SEDIMENTAR .....	61
CAPÍTULO 4 .....	62
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	62
4.1 DOMÍNIO I .....	63
4.1.1 Evento $D_n$ .....	64
4.1.2 Evento $D_{n+1}$ .....	65
4.1.3 Evento $D_{n+2}$ .....	66
4.1.4 Evento $D_{n+3}$ .....	67
4.2 DOMÍNIO II .....	68
4.2.1 Evento $D_n$ e $D_{n+1}$ .....	69
4.2.2 Evento $D_{n+2}$ .....	72
4.2.3. Evento $D_{n+3}$ .....	75
4.3 Domínio III .....	76
4.3.1 Estruturas Primárias.....	76
4.3.2 Evento $D_n$ .....	77
4.3.3 Evento $D_{n+1}$ .....	78
4.3.4 Evento $D_{n+2}$ .....	80
4.3.5 Evento $D_{n+3}$ .....	82
4.4 JUNTAS .....	83
4.5 FALHA DE EMPURRÃO .....	84
4.6 ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTE .....	85
4.7 SUPERPOSIÇÃO DE DEFORMAÇÃO .....	87
4.8 ELIPSOIDE DE DEFORMAÇÃO .....	87
CAPÍTULO 5 .....	89
5 METAMORFISMO .....	89
5.1 Evento Metamórfico $M_1$ – Regional Progressivo .....	89
5.1.1 Domínio I .....	89
5.1.2 Domínio II.....	95
5.1.3 Domínio III .....	99
5.2 Evento Metamórfico $M_2$ – Termal/Contato.....	102
5.3 Evento Metamórfico $M_3$ – Regional Regressivo e Dinâmico.....	102

5.4 REAÇÕES SECUNDÁRIAS E DE SUBSTITUIÇÃO EM ROCHAS ÍGNEAS.....	105
CAPÍTULO 6 .....	107
6 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	107
CAPÍTULO 7 .....	118
7 CONCLUSÕES.....	118
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	122

# CAPITULO 1

## 1 INTRODUÇÃO

A região sul do Estado de São Paulo, mais precisamente, o Vale do Ribeira, ainda é uma das áreas mais carentes em termos de conhecimento geológico regional. Isto se deve, em grande parte, às dificuldades de acesso, numa região que teve seu primeiro acesso rodoviário com a construção da BR-116 na década de 1960, e é recoberta, em grande parte, por matas protegidas pelo Parque Estadual de Jacupiranga, no Planalto do Alto Turvo.

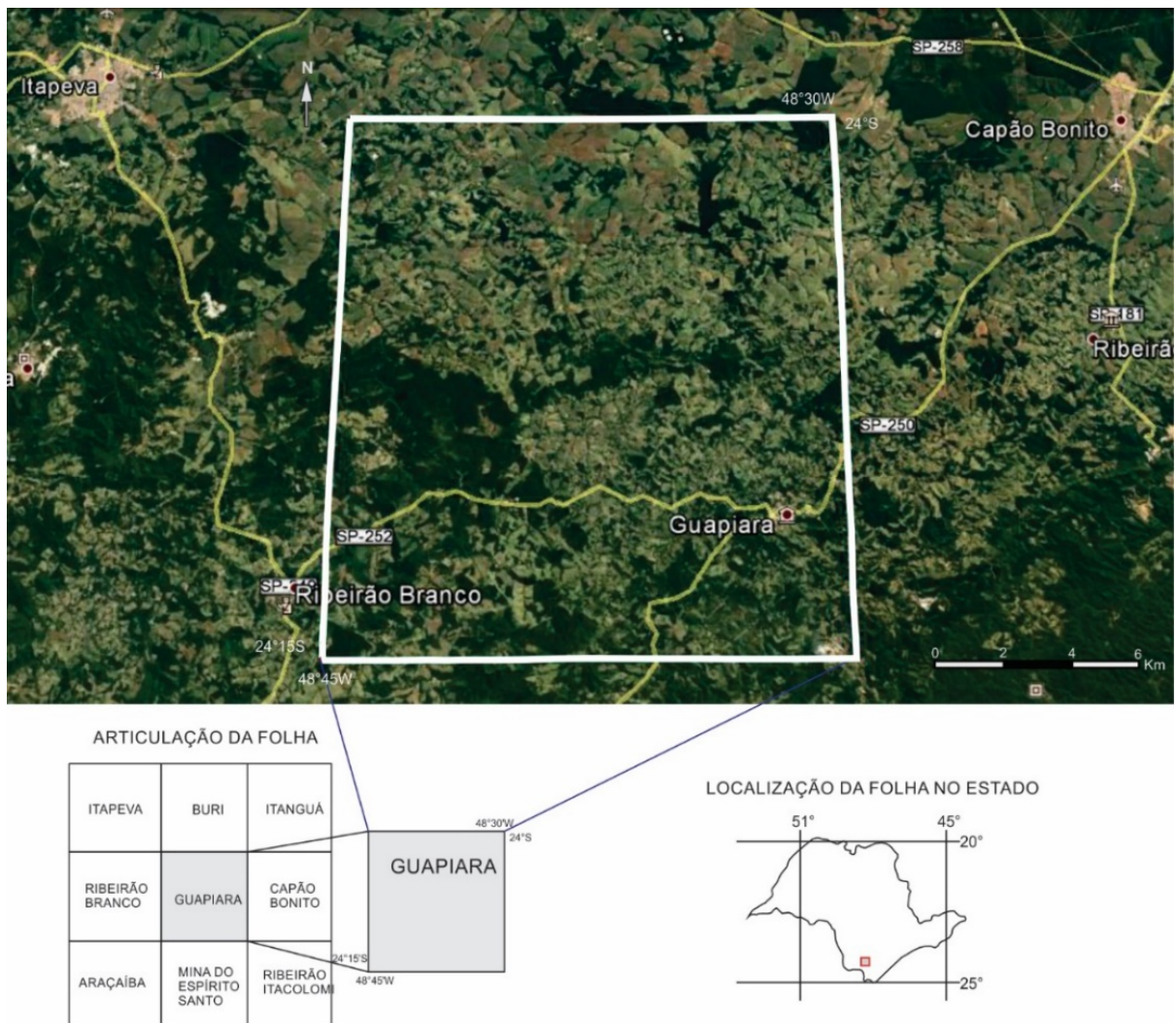
A área geográfica da Folha Topográfica de Guapiara (Figura 1.1) representa uma região principal no contexto tectônico regional, na qual se articula a junção entre os terrenos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, separados por importantes zonas de cisalhamento. Os trabalhos regionais realizados na área de estudo classicamente apresentam um enfoque de certa maneira fixista, onde se tentava correlacionar as diversas sequências de rochas metassedimentares separadas por zonas de cisalhamento. Embora trabalhos publicados desde o fim da década de 1980 tenham aplicado conceitos modernos de tectônica de placas para o Pré-Cambriano exposto nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (SOARES, 1987, 1988; CAMPANHA et al., 1987; CAMPANHA, 1991; BASEI et al., 1992; REIS NETO, 1994; SIGA JÚNIOR, 1995; FASSBINDER, 1996; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999).

Esses trabalhos geralmente assumem que as relações espaciais atuais entre os diferentes domínios tectônicos implicam em relações genéticas e geográficas originais preservadas ou parcialmente preservadas. Modernamente (SCHERMER et al., 1984; HOWELL, 1995) acredita-se que as faixas móveis podem resultar da colagem de uma série de terrenos representando fragmentos de idades e ambientes distintos (arcos de ilhas, microplacas, paleo-oceanos, fragmentos de margens continentais, ilhas oceânicas, etc.), que foram progressivamente acrescentados em

zonas de convergência de placas (frontais ou oblíquas).

A área estudada conta com levantamentos geológicos de cunho regional e raros estudos de semi- detalhe. Tal situação impede a definição mais realista do arcabouço lito-estrutural, da evolução tectônica deste segmento cratônico e as correlações com áreas contíguas no Brasil.

Este trabalho tem o propósito de apresentar os dados resultantes da investigação geológica, a partir da investigação geológica e estrutural e apresentando cada unidade litotectônica (terreno tectono-metamórfico), separadamente, em termos de sua evolução petrológica magmática-metamórfica e microestrutural. Visa-se contribuir para a identificação dos aspectos litológicos e deformacionais superimpostos associados às rochas da área e dos possíveis ambientes tectônicos.



**Figura 1.1** Localização da Folha Guapiara.

## 1.1 OBJETIVOS

Na área foram realizados estudos geológicos básicos na elucidação do empilhamento estratigráfico, do contexto metamórfico-deformacional e dos episódios magmáticos que, em conjunto levaram a formação e consolidação do Domínio Apiaí na região de Guapiara, a partir da:

a) caracterização petrográfica, microestrutural e metamórfica de todas as litologias presentes na Folha mapeada, visando contribuir com o estudo da região do Vale do Ribeira; confecção de um mapa geológico de detalhe com argumentos sobre o ambiente tectônico em que foram geradas e o arcabouço geológico regional (arranjo em domínios tectônicos), definindo a sequência cronológica de eventos tectônicos e magmáticos atuantes.

b) definir o arcabouço estrutural e metamórfico das sucessivas superposições orogênicas, identificando a idade dos episódios metamórficos\deformacionais; cronologia e natureza dos eventos magmáticos; estabelecer a inter-relação entre magmatismo e os episódios orogênicos e análise de dados estruturais, visando uma melhor compreensão da evolução geotectônica da região.

## 1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos de trabalho na confecção desta dissertação são descritos sucintamente abaixo. Ao decorrer do texto esses procedimentos serão melhor discutidos e/ou explanados. As pesquisas foram desenvolvidas em cinco etapas, distribuídas em trabalhos de campo e de laboratório executados no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista (UNESP), *Campus* de Rio Claro.

### 1.2.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado de maneira ininterrupta durante a confecção do trabalho, utilizando-se o acervo disponibilizado pela UNESP, bem como através de consultas aos sistemas de buscas de base de dados, fornecidos

pela biblioteca da mesma instituição.

Numa primeira etapa desta pesquisa foram coletadas informações sobre trabalhos publicados com enfoque em geologia regional, que abrangem a área. Conjuntamente, foram estudados trabalhos sobre petrologia metamórfica e magmática, geologia estrutural e análise microestrutural.

### 1.2.2 Compilação de Dados de Trabalhos Anteriores

Realizou-se compilação e integração de produtos cartográficos e dados geológicos de campo (foliações, lineações, indicadores cinemáticos, descrição de afloramentos), além de ensaios provenientes de trabalhos anteriores. Ademais, também foram usados como base trabalhos de mapeamento da disciplina “Mapeamento geológico de áreas cristalinas”, respectiva aos anos 2010 (Projeto Ribeirão Branco), 2012 (Projeto Sguário) e 2013 (Projeto Serra do Capote), ministrada pelo Departamento de Petrologia e Metalogenia- DPM do Instituto de Geociências e Ciências Exatas no curso de Geologia- IGCE, na UNESP – Rio Claro.

### 1.2.3 Levantamento de Campo

Efetuaram-se reconhecimentos geológicos regionais por meio de levantamentos de campo com perfis contínuos e transversais às estruturas (sempre que possível), além de levantamentos detalhados, em áreas selecionadas, com amostragem sistemática, visando sempre a distribuição homogênea dos pontos, para um maior detalhamento de toda estrutura local e regional. Foram descritos 2050 pontos, espalhados de maneira homogênea no mapa; coletadas aproximadamente 320 amostras das diversas litologias encontradas, em especial dos metassedimentos e granitoides; e confeccionadas 160 lâminas delgadas para a descrição petrográfica.

### 1.2.4 Análise Estrutural

Os dados coletados em campo foram tratados em mapas, perfis e

estereogramas, conforme métodos usuais (TURNER & WEISS, 1963; HOBBS et al., 1976; RAMSAY & HUBERT, 1983, 1987; MCCLAY, 1987), com hierarquização dos elementos estruturais a partir de critérios de superposição, estilos e relações da trama mineral com a mineralogia metamórfica.

#### 1.2.5 Análise Petrográfica e Microestrutural

Consistiu na descrição petrográfica de seções delgadas buscando a identificação de sucessões de paragêneses metamórficas e suas relações com elementos microestruturais. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM).

## CAPITULO 2

### 2 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo integra o Terreno Apiaí, pertencente ao Cinturão Ribeira, cinturão orogênico do Sistema Mantiqueira. Litologicamente é formado por diversas rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas em baixo a médio grau e granitoides, com estruturação geral na direção NE-SW.

#### 2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

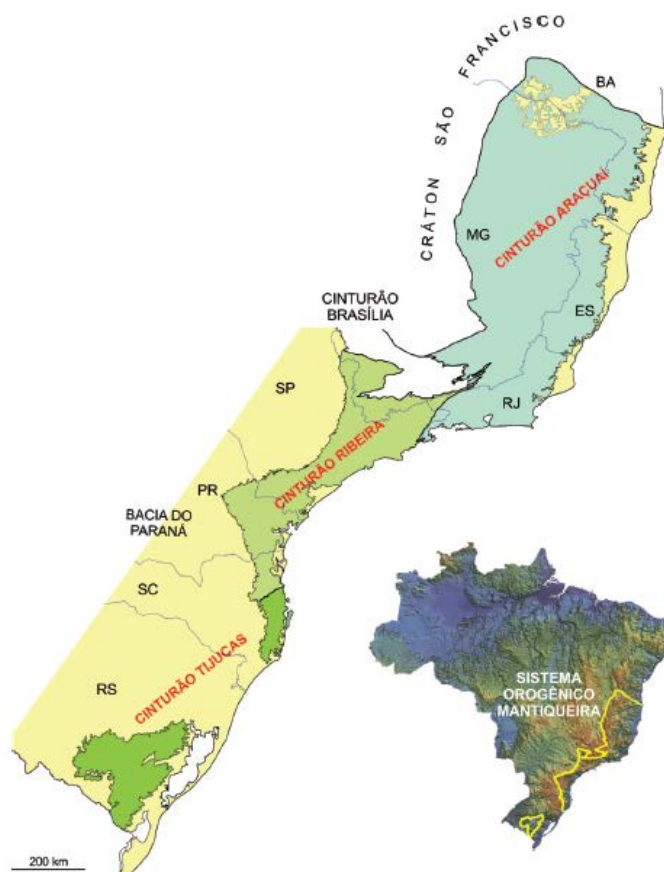
Dentre as províncias estruturais brasileiras, definidas por Almeida et al. (1967, 1977), a Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozoico, que desenha uma faixa ao longo da costa atlântica sul-americana com mais de 3.000 quilômetros de comprimento, entre o sul do Estado da Bahia até o Uruguai. Sua exposição é denominada Escudo Atlântico por Ab'Saber (1954), constitui importante unidade do relevo brasileiro.

A Província Mantiqueira se estende pelo sul e sudeste do Brasil, até o Uruguai, em um total de 700.000 km<sup>2</sup> na forma de uma faixa alongada de direção NE-SW (ALMEIDA, 1997). Heilbron et al. (2004), engloba os orógenos neoproterozoicos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Figura 2.1).

Está limitada a oeste pelo Cráton São Francisco e pelo Bloco Paranapanema, com a extremidade sul do Cinturão Brasília, e com a cobertura da Bacia do Paraná, e a leste com a Província Margem Continental Leste, limite submerso.

Sua evolução geológica foi marcadamente diacrônica, e resultou em litologias de extrema complexidade composicional e estrutural. Apresenta como embasamento, rochas arqueanas a paleoproterozoicas de idade 2,7 – 2,0 Ga, nas

quais incidiram processos distensivos, com magmatismo e formação de riftes, o que permitiu a deposição de rochas sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas. Durante o Ciclo Brasileiro os processos foram retomados, e os riftes evoluíram para margens passivas com sucessiva formação do Oceano Adamastor.



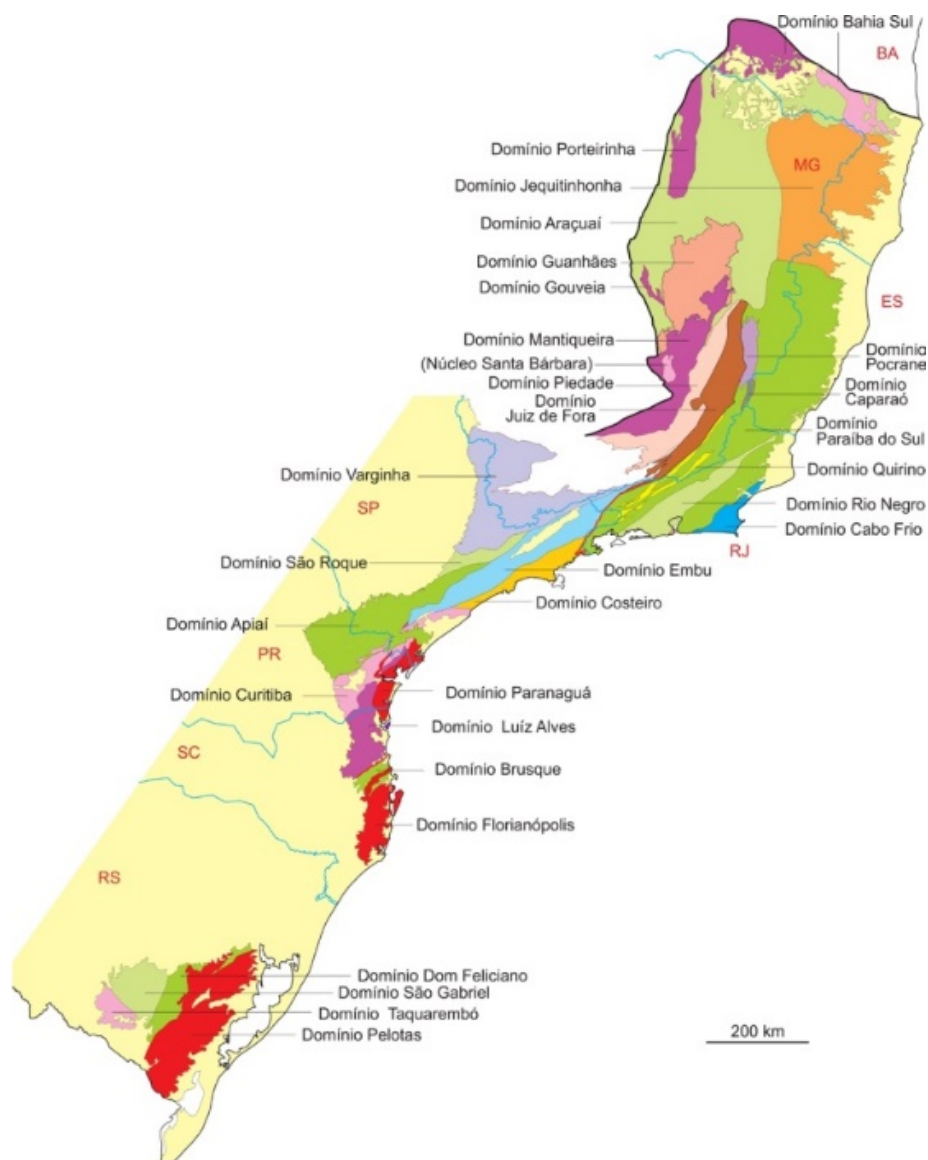
**Figura 2.1** Localização do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para a sua compartimentação (mod. de HASUI, 2012; HASUI, 2010; HEILBRON et al., 2004).

Do Neoproterozoico ao Cambriano, processos de convergência foram instalados, no que levou ao fechamento do oceano, ao metamorfismo e deformação das rochas pré-existente, associados à injeção de granitoides. Seguiram-se processos distensivos que avançaram até o Ordoviciano, onde formaram-se as intrusões magmáticas e bacias (HASUI, 2012) (Figura 2.2).

Os limites desses compartimentos têm sido discutidos e suas zonas de conexão, continuidades e correlações envolvem processos diacrônicos e superpostos, produtos de uma história geológica complexa e muito debatida.

Almeida & Hasui (1984) compartimentaram o Sistema Mantiqueira em três setores, denominados setentrional, central e meridional. Nos anos decorrentes, essa

classificação passou a ser referida como correspondente a três cinturões orogênicos Araçuaí, Ribeira e Tijucas, respectivamente (HASUI et al., 1978; HASUI, 2010).



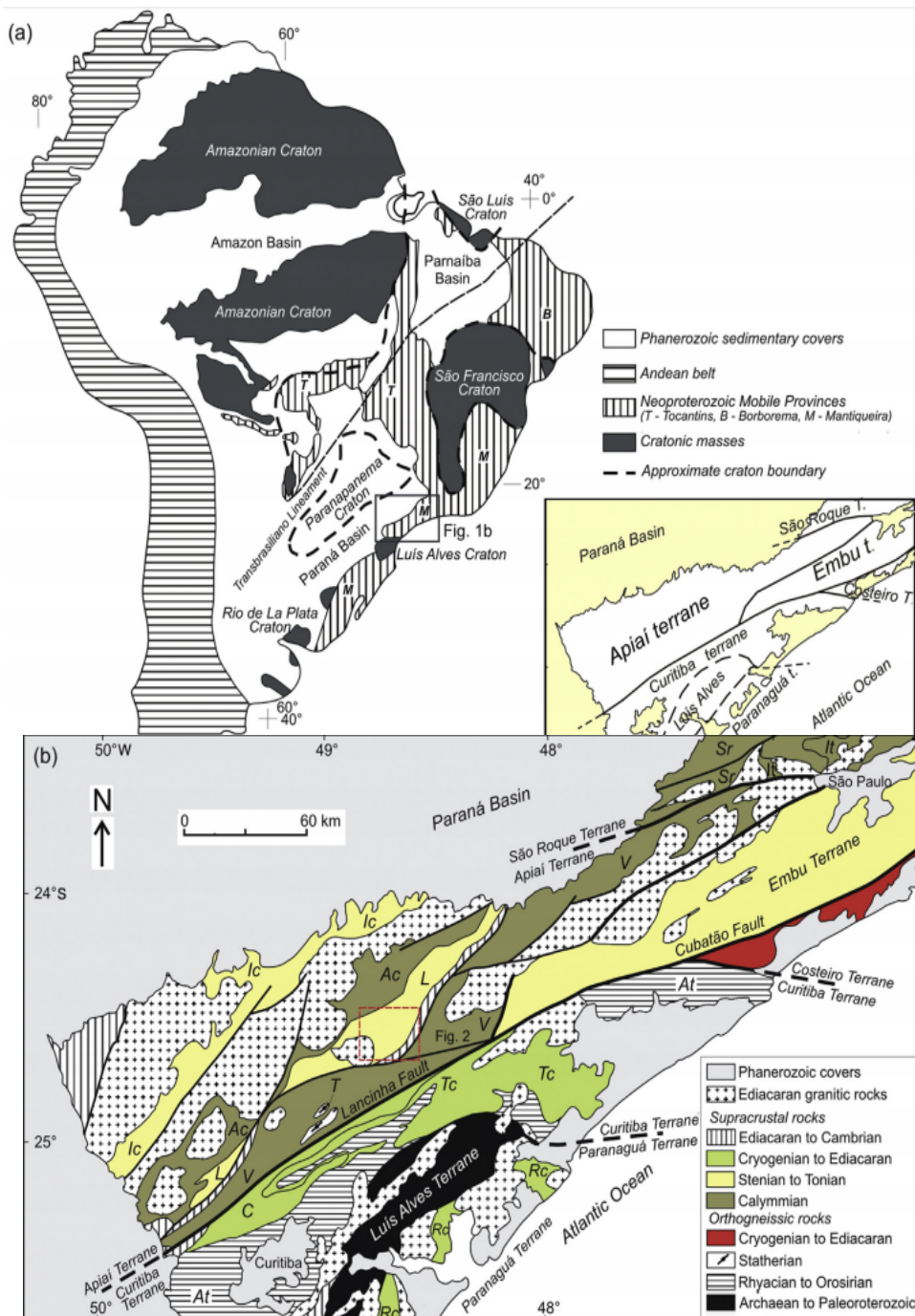
**Figura 2.2** Cinturões Orognéticos característicos da Província Mantiqueira (HASUI, 2012).

## 2.2 Cinturão Orognético Ribeira

Segundo Campanha et al. (2015a), o Cinturão Ribeira é um largo domínio crustal paralelo à linha de costa do sudoeste do Brasil, cujos componentes foram consolidados, deformados e metamorfizados durante a Orogenia Brasileira/Pan Africana (Neoproterozoico até o começo do Paleozoico). Este cinturão possui continuidade no Cinturão Kaoko e Congo do Oeste na parte oeste africana.

As principais massas cratônicas envolvidas nesse processo colisional são os crátoms do São Francisco – Congo, Paranapanema e Luís Alves (Figura 2.3 A).

A estruturação do Cinturão Ribeira é controlada por um sistema de cisalhamento transcorrente dextral de escala continental (CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; CAMPANHA, 2002; FALEIROS, 2008, FALEIROS et al. 2010, 2011). A parte sul do Cinturão Ribeira é dividida em dois terrenos, Apiaí e Curitiba, separados pela zona de falha Lancinha-Cubatão (Figura 2.3 B).



**Figuras 2.3 a)** Mapa geotectônico simplificado enfatizando as áreas cratônicas e os cinturões móveis brasileiros. **b)** Mapa geológico simplificado das porções sul e central do Cinturão Ribeira com as localizações das unidades geológicas, com a área de estudo localizada no Terreno Apiaí (CAMPANHA et al. 2015a).

Como resultado, o cinturão é dominado por terrenos de origens distintas, separados por zonas de cisalhamento (HEILBRON et al., 2004; FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2011). O terreno Curitiba é composto por ortognaisses migmatíticos do Complexo Atuba (Arqueano ao Paleoproterozoico) e sucessões metamorfizadas da plataforma continental de margem passiva das Formações Turvo-Cajati e Capiçu (CAMPANHA et al, 2015a).

O complexo Atuba passou por dois episódios principais de metamorfismo de alto grau, há 2100-2000 Ma e 650-550 Ma, o que indica que esse complexo representa um fragmento do Cinturão Riachão-Orosiriano que foi intensamente retrabalhado na Orogenia Colisional Brasileira (FALEIROS et al., 2011).

O Terreno Apiaí será discutido em maior detalhe no item a seguir. Ambos os terrenos mencionados anteriormente foram intrudidos por 11 variedades de granitos de idades neoproterozoica (650-580 Ma) formados em episódios acrescionários, colisionais e pós-colisionais (JANASI et al., 2001; PRAZERES FILHO, 2005; SILVA et al., 2005).

### 2.2.1 Terreno Apiaí

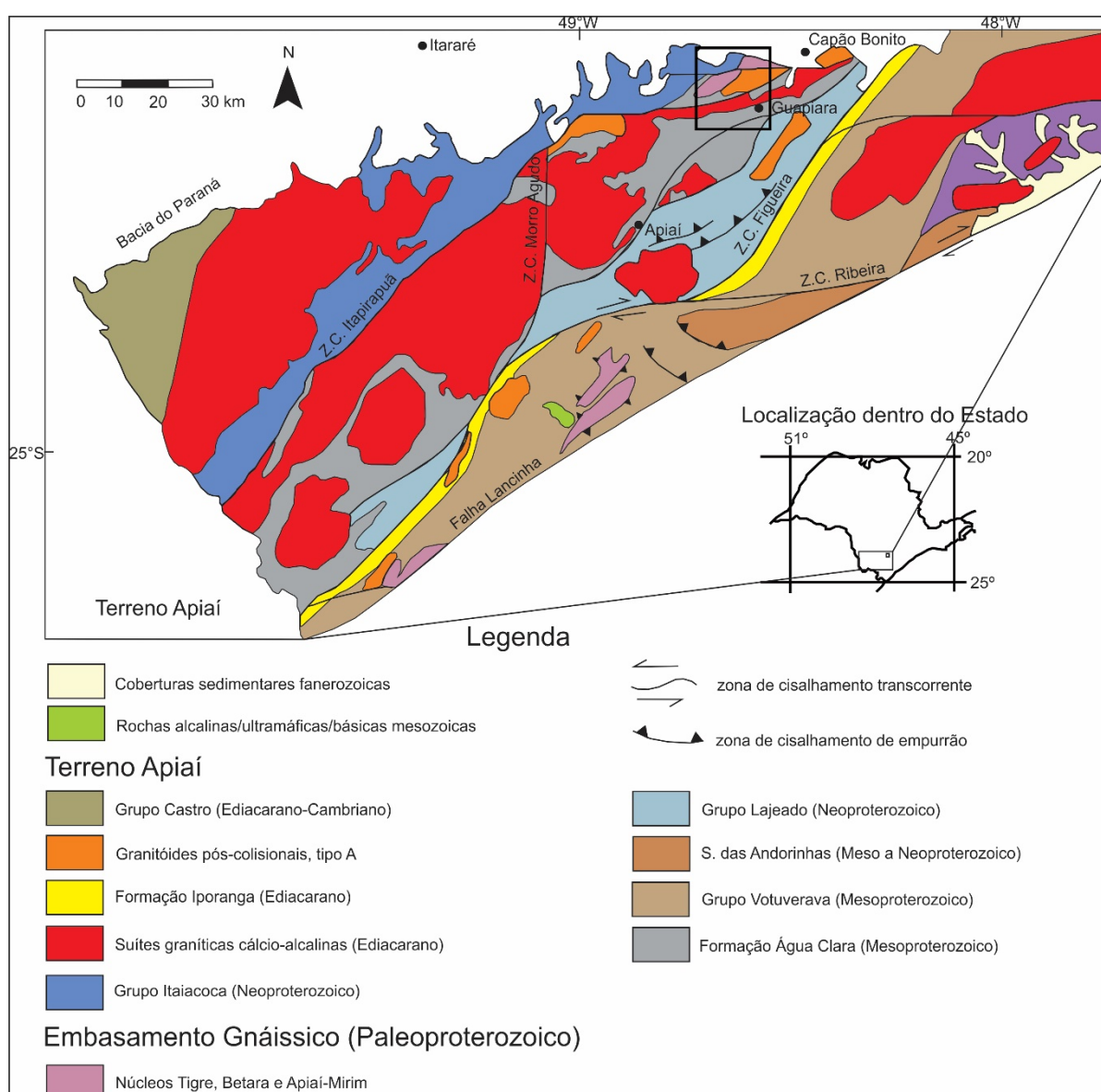
De acordo com Campanha & Sadowski (1999), o Terreno Apiaí do Cinturão Ribeira teve o começo de sua evolução no Paleo- e Mesoproterozoico, e consiste em sequências supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, originalmente designadas como Grupo Açunguí, e posteriormente proposto como Supergrupo Açunguí.

Segundo Prazeres Filho et al. (2003), abrange uma faixa com aproximadamente 500 km de extensão e 100 km de largura, localizada na porção centro-sul do Cinturão Ribeira.

O Terreno Apiaí limita-se ao norte com o Terreno Embu e a sul com o Terreno Curitiba, cujos contatos tectônicos são marcados pela Falha de Lancinha-Cubatão e pela Zona de Cisalhamento Itariri (FALEIROS, 2008; FALEIROS et al, 2011). Apresenta-se recoberto em suas porções ocidental e meridional por rochas fanerozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná, além de unidades neoproterozoicas a eopaleozoicas das bacias de Camarinha e Castro (PRAZERES FILHO et al. 2003; HEILBRON et al. 2004)

Estudos anteriores da geoquímica de metabasitos locais indicam uma diferenciação regional. Dados sugerem que basaltos toleíticos de fundo oceânico estão presentes no sul, enquanto que assembleias de arco de ilhas imaturas e maduras são encontradas ao norte (CAMPANHA & SADOWSKI, 1999).

A região inteira é afetada por um sistema trançado de cisalhamento de caráter predominante dúctil- rúptil a dúctil transcorrente que, frequentemente, torna difícil a correlação lateral das unidades estratigráficas. As zonas de cisalhamento delimitam lentes sigmoidais da Figura 2.4 (FALEIROS, 2008).



**Figura 2.4** Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense. (modificado de FALEIROS, 2008). A área de trabalho em destaque preto.

## 2.3 Unidades Litoestratigráficas

### 2.3.1 Complexo Apiaí-Mirim

Segundo Faleiros (2008), o embasamento das rochas supracrustais ao norte da Falha da Lancinha divide-se em núcleos isolados, sendo em sua maioria se localizam em partes centrais de antiformas amplas, assim como os núcleos do Apiaí-Mirim, Betara e Tigre.

As rochas gnáissicas deste grupo foram, primeiramente, incluídas na Formação Setuva, tidas como a sequência basal em relação ao Supergrupo Açunguí.

O Complexo Apiaí Mirim (CHIODI FILHO et al., 1983; DANTAS et al., 1987; CURY et al., 2002; RIBEIRO, 2006), aflora no Estado de São Paulo como janelas de rochas do embasamento em meio a rochas granitóides do Granito Três Córregos.

Nesta unidade ocorrem rochas básicas a ultrabásicas (anfíbolitos, anfíbólio xistos, hornblenditos, ortopiroxenítos), *augen* gnaisses com veios graníticos, ortognaisses e migmatitos com estrutura *schlieren* e nebulítica e rochas metassedimentares, como paragnaisses intercalados com mármore, quartzitos, quartzo xistos, calciossilicáticas e paranfíbolitos.

Campanha (1991) restringiu esse complexo em apenas rochas migmatíticas e alguns enclaves de supracrustais, os quais poderiam, eventualmente, corresponder a um embasamento mais antigo. Gimenez Filho (1993) datou amostras de enclaves em migmatitos, pelo método Rb-Sr, em rocha total, e obteve idades de  $1801 \pm 38$  e  $1790 \pm 86$  Ma.

### 2.3.2 Supergrupo Açunguí (Neo- a Mesoproterozoico)

O Supergrupo Açunguí, de idade Mesoproterozoica a Ediacarana (TASSINARI et al., 1990; FIORI, 1992, 1994; HACKSPACHER et al., 2000), terá sua divisão estratigráfica seguida segundo Campanha (2002), com algumas alterações sugeridas por Weber et al. (2004), Faleiros (2008) e Campanha et al. (2015a) que dividem o Supergrupo Açunguí na área em três unidades litotectônicas principais denominadas Formação Água Clara, Grupo Votuverava e Grupo Itaiacoca.

### **2.3.2.1 Formação Água Clara**

A Formação Água Clara foi definida originalmente por Marini et al. (1967), inserida no Supergrupo Açunguí. Aflora na região Sul de São Paulo, como uma faixa alongada de direção NE-SW. Nesta unidade ocorrem sedimentos siliciclásticos como mica xistos e lentes de quartzitos e químicos como mármore calcíticos puros e impuros, além de anfibolitos e rochas calciossilicáticas (FIORI, 1990).

A Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (FIORI, 1990). As rochas desta formação teriam sofrido metamorfismo de grau médio.

A primeira fase de deformação imprimiu nas rochas a foliação principal (xistosidade). A segunda fase, com realinhamento e recristalização de quartzo, muscovita e clorita, causou crenulação da foliação. A terceira, associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo, gerou foliação com variação de protomilonítica a clivagem ardosiana (KOPS, 1994). Weber et al. (2004) propõe idades Mesoproterozoicas, em torno de 1590-1470 Ma (U-Pb), para a deposição dessas sequências.

### **2.3.2.2 Grupo Votuverava**

O Grupo Votuverava, definido por Bigarella & Salamuni (1958), é limitado, a sul, pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, a norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira, Agudos Grandes e Figueira (CAMPANHA, 1991).

Segundo Campanha et al (2015a), o Grupo Votuverava constitui-se de sucessões pelíticas metamorfizadas (ardósia, filito e xisto), geralmente interpretadas como turbiditos distais.

Um grande número de metabasitos e intercalações metavulcânicas também ocorrem, juntamente com ocorrências locais e subordinadas de quartzito, rochas calciossilicatadas, margas e metaconglomerados oligomíticos, com este último interpretado como um denso fluxo canalizado de turbiditos.

Alguns indicadores paleoambientais foram encontrados, assim como camadas estratificadas em turbiditos. Também há a presença de finas camadas de

formações ferríferas, metacherts e pequenos depósitos sulfetados de Pb-Zn-Ag-Cu (CAMPANHA, 1991).

O estilo de deformação dominante no Grupo Votuverava é a dobra isoclinal, com direção NE, plano axial íngreme, xistosidade ou clivagem normalmente voltadas à direção NW (CAMPANHA et al., 2015b).

As rochas deste grupo apresentam séries de fácies metamórficas do tipo Barroviano de xisto verde baixo (zona da clorita) ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira a condições de anfibolito médio (zona da cianita) ao sul desta estrutura (FALEIROS et al, 2010).

Poucas datações foram realizadas para o Grupo Votuverava. Basei et al. (2004) analisaram, através do método U-Pb em zircões extraídos de anfibolitos obtendo idades de  $1479 \pm 12$  Ma, interpretada como a época de cristalização da rocha básica.

### **2.3.2.3 Grupo Itaiacoca**

O Grupo Itaiacoca (BISTRICHI et al. 1985), fora definido inicialmente como formação por Almeida (1956) e corresponde a duas sequências sedimentares: uma terrígena e outra química.

A unidade terrígena é caracterizada pela ocorrência predominante de metassedimentos de natureza terrígena e, localmente, intercalações de rochas metavulcânicas e rochas com associações carbonáticas.

A unidade carbonática corresponde a metadolomitos e mármore intercalados a metamargas, estas últimas representadas por cálcio filitos e filitos carbonáticos. Nestas rochas foram identificados acamamentos ondulado e lenticular (*wavy* e *linsen*), laminações *climbing*, micro-ondulações (*ripples*) geradas por correntes e/ou ondas, oólitos e pisólitos, estratificações cruzadas, estruturas de dissecação e turbiditos. Bancos de estromatólitos colunares associados com esteiras algais também estão presentes (SOUZA, 1990).

Segundo Souza (1990), a sedimentação do Grupo Itaiacoca teria origem relacionada a um rifte continental, com evolução para margem continental passiva, comportando sedimentação de ambiente pouco profundo.

Souza (1990) aventou quatro fases deformacionais como responsáveis pela

estruturação do Grupo Itaiacoca.

A paragênese mineral indica metamorfismo na fácies xisto verde. Dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar em sericitas neoformadas, sugerem a ocorrência do evento metamórfico entre 628 e 610 Ma segundo (SIGA Jr. et al. 2001). Sallum Filho et al. (2005) sugere idades relativas a 1.000-900 Ma na parte inferior e de 640-630 Ma na parte superior do Grupo.

#### 2.4 Granito Três Córregos (Neoproterozoico)

Também relacionadas à evolução neoproterozoica do Terreno Apiaí, as intrusões granitoides são representadas por três complexos graníticos principais: Cunhaporanga, Agudos Grandes e Três Córregos (LEITE et al. 2007, CURY et al. 2008), este último destaca-se na região mapeada

O Granito Três Córregos definido originalmente por Fuck (1967), consiste numa intrusão de formato ovalado, com 95 km de comprimento e largura aproximada de 25 km, cujo maior eixo tem direção aproximadamente NE-SW (CURY et al., 2008).

Litologicamente, é composto por rochas monzoníticas, monzograníticas e granodioríticas, com termos tonalíticos, sienograníticos e dioríticos subordinados, pertencentes à tipologia I (GUIMARÃES, 2000; PRAZERES FILHO et al., 2003), com tendência cálcio-alcalina de alto K.

A geração destes corpos estaria relacionada, segundo Prazeres Filho (2000), a um ambiente compressional inserido no contexto geotectônico do Ciclo Brasileiro, de idades U-Pb entre 605 e 630 Ma e caráter sin- a tardi-colisional.

Gimenez Filho et, al. (1995) subdivide o Granito Três Córregos em quatro subconjuntos: granitos de anatexia/migmatitos, granitos orientados, Suíte Porfiroide e Granito Lajeado.

O último consiste em corpos monzograníticos microporfiríticos, de estrutura maciça e orientação incipiente, enquanto a Suíte Porfiroide (representada pelo Granito Barra do Chapéu) é composta por monzogranitos, granodioritos e quartzo monzonitos, que apresentam megacristais de K-feldspato e textura hipidiomórfica.

## 2.5 Granito Capão Bonito (Cambriano-Neoproterozoico)

O Granito Capão Bonito encontra-se intrusivo em rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Supergrupo Açunguí e em rochas granitóides neoproterozóicas sin-colisionais do Granito Três Córregos (VIEIRA, 2015) constituído principalmente por monzogranitos porfiríticos, granodioritos, quartzo monzonitos deformados e em menores proporções por sienogranitos (PRAZERES FILHO et al., 2003).

O primeiro mapeamento da Folha Capão Bonito em escala 1:100.000 foi elaborado em 1968. Posteriormente mapeado por Chiodi Filho et al. (1983) em escala 1:50.000, os quais apresentam o Granito Capão Bonito delimitado a norte pela falha de Capão Bonito, ao sul pela falha do Bairro dos Alves e a leste por uma faixa de quartzitos do Supergrupo Açunguí.

Pequenas alterações na sua delimitação ocorrem nos mapas geológicos de integrações do estado de São Paulo em escala 1: 500.000 elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica -IPT (BISTRICHI et al., 1981; ALMEIDA et al., 1981) e em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM.

Trabalhos específicos de geocronologia em rochas do maciço foram realizados por Leite (2003) que apresenta para o granito Capão Bonito, através do método U-Pb em zircão, idade de  $564 \pm 8$  Ma.

## 2.6 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná consiste em uma extensa bacia intracratônica simétrica do tipo sinéclise, localizada sobre a Plataforma Sul-Americana, na porção centro-leste da América do Sul, que abrange uma área de aproximadamente 1.600.000 Km<sup>2</sup> (SCHNEIDER et al. 1974, MILANI et al. 2007).

Possui formato elíptico, com eixo maior orientado no sentido N-S, subparalelo ao Rio Paraná, cuja calha corresponde à localização geográfica do depocentro da bacia (MILANI et al. 2007).

O Grupo Itararé está localizado ao noroeste da área, constituído de arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos e conglomerados basais (SCHNEIDER

et al., 1974).

Existem também diques associados ao magmatismo Serra Geral, subverticais de espessura métricas de diabásios de granulação fina, normalmente controlados por um trend na direção NW/SE (HEILBRON et al., 2004).

## 2.7 Depósitos Recentes

Os depósitos recentes são formados por argilas, siltes, areias, cascalhos, oriundos de erosão, transporte e deposição em margens de rios, fundos de canal e planícies de inundação (BOLONINI & GODOY, 2010).

## 2.8 GEOLOGIA ESTRUTURAL

O padrão estrutural dominante nas rochas supracrustais do Terreno Apiaí (com enfoque à Formação Água Clara), de acordo com Weber et al (2004), inclui uma foliação ( $S_c$ ) de baixo ângulo, subparalela ao bandamento composicional regional. Esta representaria uma superfície ( $S_{n+1}$ ) e que são identificadas dobras fechadas a isoclinais, centimétricas e de flanco rompido, desenvolvidas sobre a foliação  $S_n$ .

Superpondo-se a estas estruturas, ocorrem uma foliação de cisalhamento com baixo a médio ângulo, sistemas de dobramentos amplos e abertos, de eixos sub-horizontais orientados a NE-SW e planos axiais subverticais, além de outra foliação ( $S_c$ ), de alto ângulo, oriunda da atuação de esforços transcorrentes (FRASCÁ et al., 1990; WEBER et al., 2004).

## 2.9 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO CINTURÃO RIBEIRA

Segundo Santos et al. (2015), a evolução do Cinturão Ribeira teria se iniciado no Neoproterozoico, relacionada a rochas dos Domínios Luís Alves e Paranaguá. O primeiro foi termotectonizado entre 2.3 e 2.1 Ga, afetado por metamorfismo de alto grau, migmatização e intensa deformação.

Seguiu-se no Paleoproterozoico a instalação do Ciclo Transamazônico, entre 2.2 e 1.9 Ga, caracterizado por esforços distensivos e compressivos, relacionados a

intrusões granitoides e formação de litotipos supracrustais vulcanossedimentares, posteriormente metamorfizados em grau médio a alto durante este Ciclo (HASUI, 2012); possivelmente, estas unidades fizeram parte também do Supercontinente Colúmbia.

Estabeleceu-se então um período de condições intraplaca, com atuação de sistemas distensivos que possibilitaram novas intrusões granitoides em 1.77 – 1.75 Ga e adelgaçamento crustal, com geração de oceanos e deposição sedimentar associada a rochas vulcânicas entre 1.6 e 1.45 Ga, equivalentes à Formação Água Clara e aos Grupos Votuverava e Lageado, no contexto do Terreno Apiaí (HEILBRON et al., 2004; HASUI et al., 2012).

Durante o Neoproterozoico, instalou-se o Ciclo Brasileiro, inicialmente caracterizado por esforços distensivos, relacionados à deposição de unidades vulcanossedimentares, como a Formação Iporanga (HACKSPACHER et al. 2000) e o Grupo Itaiacoca.

Os esforços convergentes iniciaram-se em 650 Ma (HEILBRON et al., 1995; 2004), ligados à formação de arcos magmáticos, com a inserção dos Granitos Três Córregos, Agudos Grandes e Cunhaporanga, de caráter sin- a tardi-tectônicos.

Faleiros (2008) atribui a este estágio o desenvolvimento do sistema transcorrente conjugado formado por falhas ENE destrais e NNE sinistrais, denominado de Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (EBERT & HASUI, 1998; HASUI et al., 2012), no qual se destaca em escala regional a Falha de Lancinha – Cubatão, resultante da reativação de uma antiga zona de sutura.

O final do Ciclo caracteriza-se pela intrusão de corpos granitoides tardi- a pós-colisionais (580 – 560 Ma), como os granitos Cerne e Itu, e deposição de sedimentos em bacias transtensivas, distensivas e do tipo *foreland*, possivelmente associadas a derrames de caráter máfico a félsico, etapa que antecedeu a estabilização tectônica, ocorrida no Ordoviciano (HASUI et al., 2012).

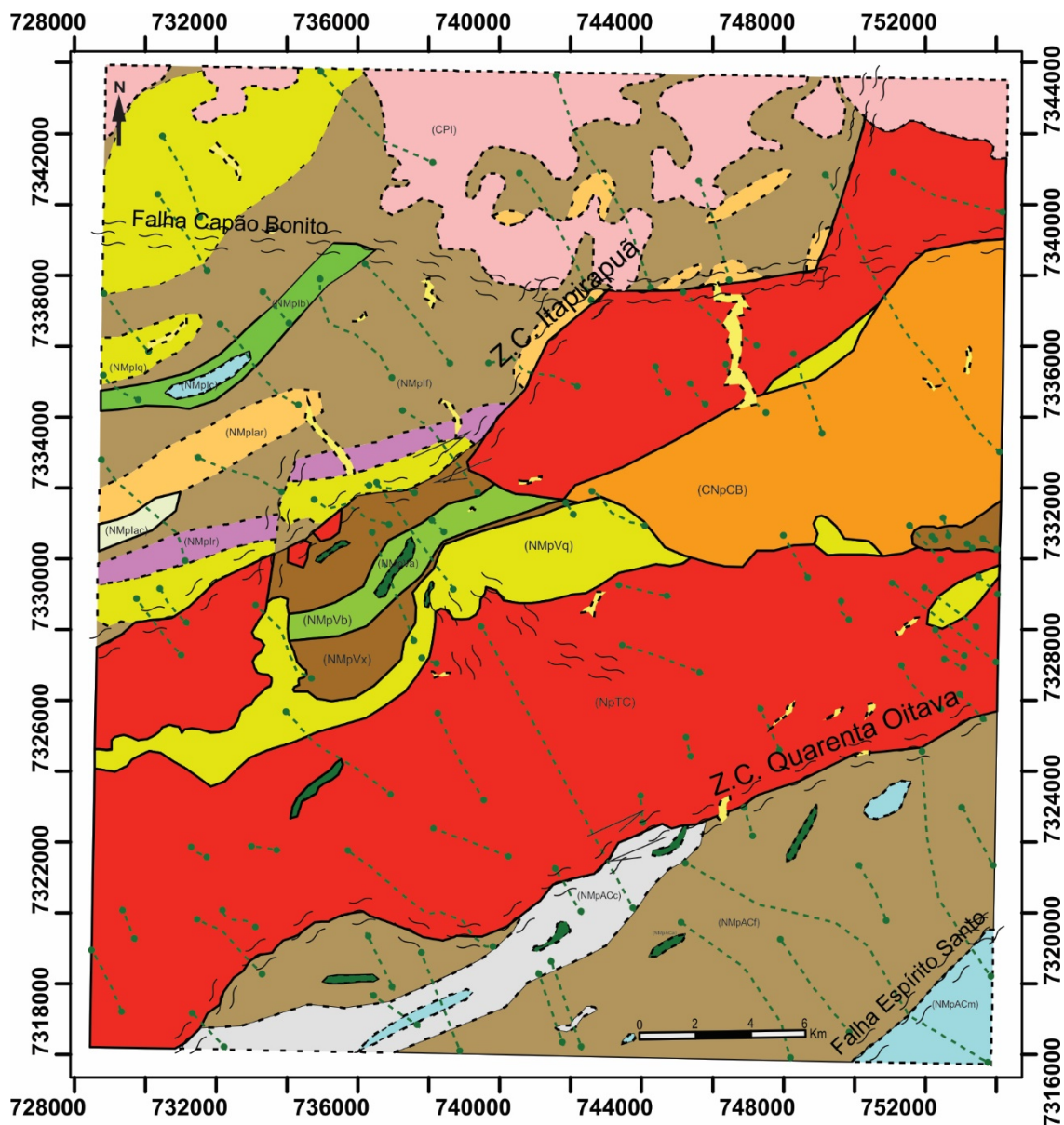
## CAPITULO 3

### 3 ESTRATIGRAFIA, LITOLOGIAS E PETROGRAFIAS

A estratigrafia da área de estudos é baseada no trabalho de Campanha (2002), com modificações propostas por Faleiros (2008) e modificações também propostas pelo próprio autor, considerando-se as litologias mapeadas, os domínios estruturais e a evolução metamórfica da região. Portanto, ao todo, a Folha é representada por oito unidades (Figura 3.1): Formação Água Clara, Grupo Votuverava, Grupo Itaiacoca, Granito Três Córregos, Granito Capão Bonito, Grupo Itararé, intrusivas básicas relativas ao Magmatismo Serra Geral e sedimentos do Quaternário.

A Formação Água Clara compreende a parte sul a sudeste da área. A norte, seu contato com os granitoides do Granito Três Córregos se dá por meio tectônico, através da Falha do Bairro dos Alves – Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. Ela é representada na área como um grande pacote de filitos sericíticos a quartzosos com intercalações de metacalcários variados (mármore dolomítico a calcítico e rochas calciossilicatadas) e lentes de diferentes tamanhos de anfíbolitos.

O Grupo Votuverava na área de estudo é representado pelos metassedimentos localizados entre as duas grandes zonas de cisalhamento, localizado a sul do falhamento correlacionado a Zona de Cisalhamento Itapirapuã e a norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. O contato a sul, a nordeste e a noroeste, com as rochas granitoides do Granito Três Córregos e do Granito Capão Bonito, e os metassedimentos do Grupo Itaiacoca, respectivamente, se dá por falhas tectônicas de empurrão, que geram foliações de baixo ângulo e dobras abertas e suaves impressas nos metassedimentos. A norte, os contatos estão encobertos pelos sedimentos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná. Litologicamente, é constituído por pacotes de quartzitos, quartzo xistos, xistos, além de lentes de rochas metabásicas e anfíbolitos.



**Legenda**

- |   |  |
|---|--|
| <p><b>QUATERNÁRIO (Q)</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: yellow; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Aluviões</li> </ul> <p><b>JURÁSSICO - CRETÁCEO (JC)</b></p> <p>FORMAÇÃO SERRA GERAL</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; border-bottom: 1px solid green; margin-right: 5px;"></span> Intrusivas básicas</li> </ul> <p><b>CARBONÍFERO - PERMIANO (CP)</b></p> <p>GRUPO ITARARÉ (CPI)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #f8d7da; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Arenitos mal selecionados</li> </ul> <p><b>CAMBRIANO - NEOPROTEROZÓICO (CNp)</b></p> <p>GRANITO CAPÃO BONITO (CNpCB)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #ffc107; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Sienogranito inequigranular</li> </ul> <p><b>NEOPROTEROZÓICO (Np)</b></p> <p>GRANITO TRÊS CÓRREGOS (NpTC)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #dc3545; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Homblenda e biotita monzogranito inequigranular</li> </ul> | <p><b>NEO A MESOPROTEROZÓICO (NMp)</b></p> <p>GRUPO ITAIACOCA (NMpl)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #add8e6; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metacalcário (NMplc)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #d9ead3; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metaarcóseo (NMplac)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff2cc; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metaarenito (NMplar)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #d4edda; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metabásica (NMplb)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #d4c085; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Filito (NMplf)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #d4b0e6; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metarrilito (NMplr)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff3cd; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Quartzito (NMplq)</li> </ul> <p>GRUPO VOTUVERAVA (NMpV)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #fff3cd; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Quartzito (NMpVq)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #2e8b57; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Anfibolito (NMpVa)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #2e8b57; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metabásica (NMpVm)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #8b4513; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Xisto (NMpVx)</li> </ul> <p>FORMAÇÃO ÁGUA CLARA (NMpAC)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #add8e6; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Metacalcário (NMpACm)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #d9ead3; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Calcossilicatada (NMpACc)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #2e8b57; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Anfibolito (NMpACa)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background-color: #8b4513; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Filito (NMpACf)</li> </ul> |
|---|--|

Figura 3.1 Disposição das unidades na área de estudo.

O Grupo Itaiacoca na área de estudo é representado pelos metassedimentos localizados entre acima da Zona de Cisalhamento Itapirapuã. O contato a sudeste com as rochas granitoides do Granito Três Córregos. Ao norte os contatos estão encobertos pelos sedimentos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná.

Litologicamente, é constituído por pacotes de quartzitos, filitos, metarcóseos, rochas calciossilicatadas, metarritmitos, além de lentes de rochas metabásicas.

O Granito Três Córregos aflora como dois corpos, em contato com o Granito Capão Bonito no extremo leste da área e nos contatos noroeste e sudeste do corpo, disposto segundo a direção NE-SW.

O contato noroeste do Granito Capão Bonito com estes granitoides é por meio tectônico através da Falha de Capão Bonito, com imposição de uma deformação milonítica subvertical nas rochas granitoides Três Córregos, superposta a uma foliação de baixo ângulo associada às falhas de empurrão.

Na área de estudo as rochas do Granito Capão Bonito são caracterizadas predominantemente por fácies porfirítica e fácies equigranular, ambas com composições monzogranítica.

As rochas do Granito Capão Bonito são constituídas predominantemente por sienogranitos vermelhos a rosados, holo- a leucocráticos, inequigranulares de granulação média a grossa entre 0,2 cm a 1,5 cm a levemente porfiríticas com predominância de fenocristais de feldspato potássico que variam entre 0,5 e 4,5 cm, isotrópicas a levemente miloníticas e/ou cataclásticas nas regiões marginais do maciço ou em zona de fraturamento interna ao maciço.

O Grupo Itararé, na área de estudo, está localizado principalmente na porção norte, com a presença de arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos e conglomerados basais.

Associado ao magmatismo básico da Formação Serra Geral ocorrem na área diabásios que na forma de diques, de distintas dimensões, orientados preferencialmente em NW-SE, e que cortam as demais unidades.

As coberturas sedimentares são constituídas por depósitos recentes formados por argilas, siltes, areias, cascalhos, originados dos processos de erosão, transporte e posterior deposição em margens de rios, fundos de canal e planícies de inundação, além de sedimentos coluvionares expostos pouco expressivos no sopé das principais serranias.

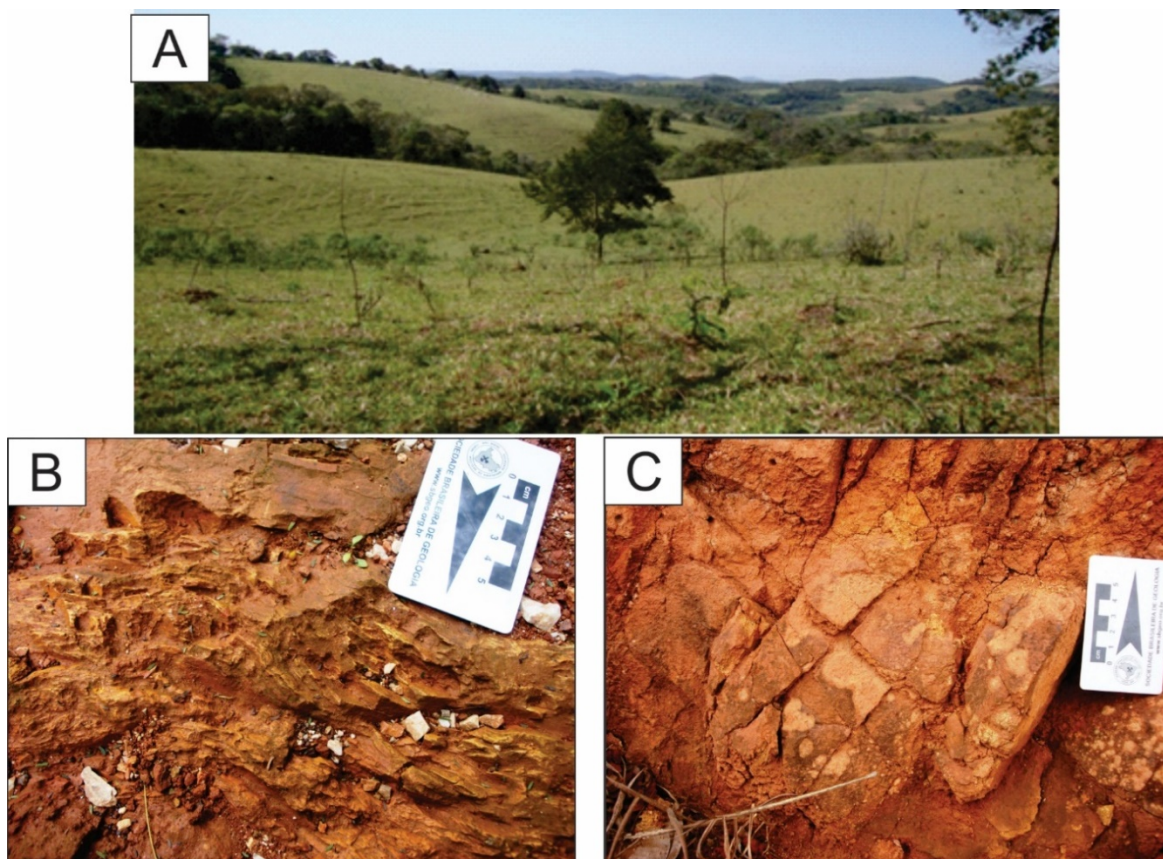
### 3.1 FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

#### 3.1.1 Descrição Macroscópica e Microscópica

A Formação Água Clara compreende a parte sul a sudeste da área de estudos. Ao norte, seu contato com os granitoides do Granito Três Córregos se dá por meio tectônico, através da Falha do Bairro dos Alves – Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. Ela é representada na área como um grande pacote de filitos sericíticos a quartzosos com intercalações de metacalcários variadas (mármore, calcário dolomítico a calcítico, calciossilicatadas) e lentes de anfibolitos.

##### 3.1.1.1 Filito

O filito sericítico é a litologia predominante da Formação Água Clara na área. Geomorfologicamente, o relevo é representado por colinas suaves de topos arredondados (Figuras 3.2 A).



**Figuras 3.2** A) Fotografia do relevo característico da unidade dos filitos da Formação Água Clara e B e C) Filito sericítico típico da região, de coloração amarronzada e crenulado.

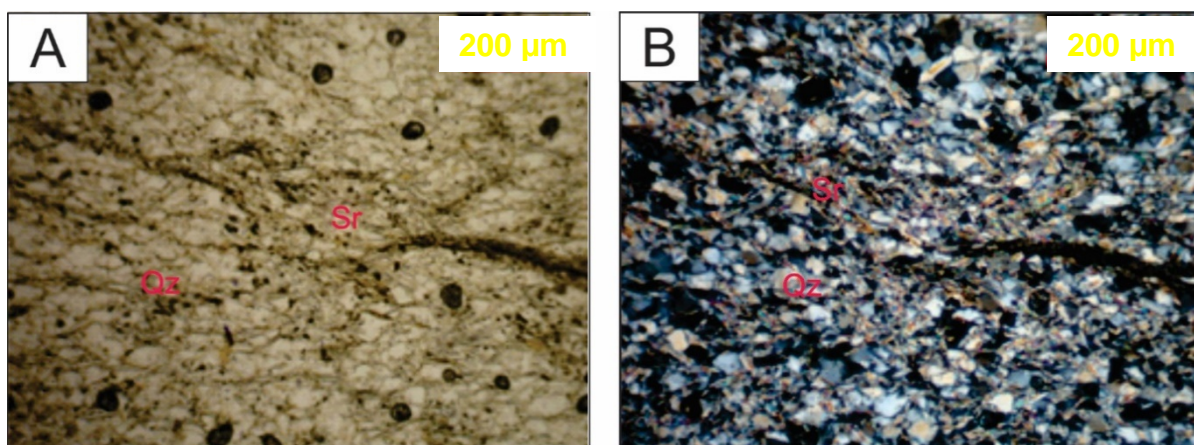
A rocha apresenta coloração marrom claro a rósea, estrutura foliada, clivagem ardósiana, com intercalações com maior ou menor quantidade de quartzo (Figuras 3.2 B e 3.2 C). Em menor escala, é possível identificar porções com maior fração arenosa, compostas por quartzo e/ou carbonatos, que marcam o bandamento composicional da rocha.

É possível observar também fortes crenulações, com composição de micas brancas e grãos de quartzo de tamanho submilimétrico. A olho nu pode-se atribuir 30-35% de quartzo e 60-65% de sericita a sua constituição, mas com variações, como citadas acima, de quartzo e carbonatos.

Microscopicamente, o sericita-quartzo filito apresenta-se como uma rocha anisotrópica, de granulação fina, com estrutura foliada marcada pela orientação bem desenvolvida dos cristais de quartzo e de sericita fortemente crenulada (Fase  $D_{n+2}$ ; NE/SW), com formação de transposição de foliação e textura lepidogranoblástica (Figuras 3.3 A e 3.3 B).

Sua composição é de sericita (60-65%), quartzo (30-40%), minerais opacos (5%), com ocorrências de carbonato (calcita/dolomita) (2-5%).

A sericita/muscovita subeudral apresenta-se em agregados foliados, de no máximo 30  $\mu\text{m}$ , fortemente orientados, com uma xistosidade bem definida junto com os agregados de quartzo. Possui contatos serrilhados entre si e com o quartzo e estão medianamente a fortemente alteradas, o que gerou argilominerais.



**Figuras 3.3** Fotomicrografia de lâmina delgada de sericita filito. **A)** Presença de orientação dos cristais de sericita e de quartzo e a crenulação dos cristais de sericita. **B)** Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Sr: sericita.

Os grãos de quartzo anedral possuem tamanho de até 50  $\mu\text{m}$ , angulosos e compõe microagregados. Encontram-se estirados ou alinhados segundo a foliação principal da rocha, marcada por agregados de sericita. O carbonato e os minerais

opacos ocorrem como acessórios, principalmente nos interstícios entre quartzo e mica.

### 3.1.1.2 Anfibolito

Os anfibolitos (Figura 3.4) são rochas de coloração verde escuro a preto com pontuações ou manchas esbranquiçadas de plagioclásio, estrutura marcadamente xistosa bem definida e textura lepidonematoblástica, de maneira que os elementos texturais tipomórficos que o definem são minerais placóides (biotita) e prismáticos (hornblenda) arranjados subparalelamente. Estas rochas comumente apresentam granulação média e localmente exibem cristais centimétricos de hornblenda.

A mineralogia destas rochas resulta em uma assembleia mineral, de provável paragênese básica, cujos constituintes principais são o anfibólio (hornblenda) (30%), plagioclásio (oligoclásio/andesina) (30%) e mica (biotita) (17%).

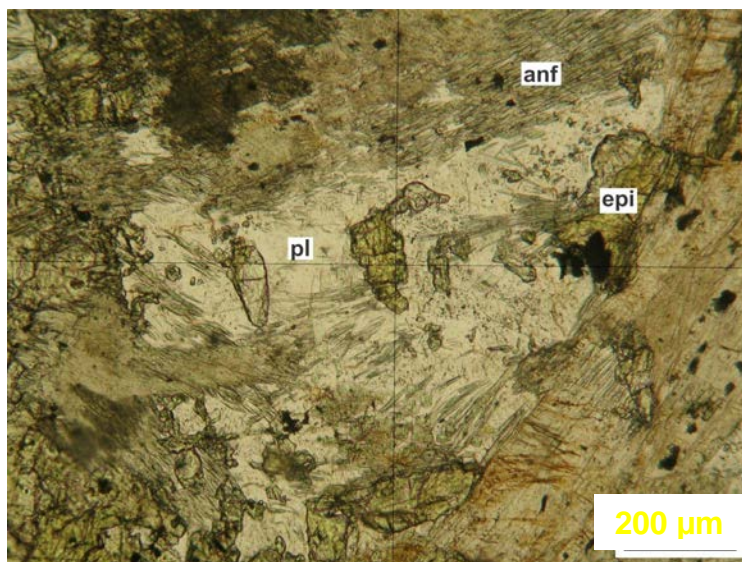


**Figura 3.4** Fotografia de anfibolito de coloração verde escuro a preto com pontuações ou manchas esbranquiçadas relativas ao plagioclásio.

Ademais, como acessórios na rocha pode-se observar minerais opacos (6%), quartzo (6%), titanita (4%), epidoto (2%), clorita (2%), mica branca (2%) apatita (tr) e carbonatos (tr).

Microscopicamente (Figura 3.5), os cristais de hornblenda exibem forte pleocroísmo. A clorita ocorre como produtos de alteração nas bordas do anfibólio; é comum a presença de ínfimos cristais de titanita ao longo dos planos de clivagem da

hornblenda. A biotita está parcialmente cloritizada em certos locais.



**Figura 3.5** Fotomicrografias de cristais de hornblenda e biotita que definem a foliação da rocha. No detalhe plagioclásio (oligoclásio/andesina) parcialmente saussuritizado com geração de sericita, carbonatos e epidoto.

O plagioclásio, oligoclásio/andesina, distribui-se na forma de cristais de hábito tabular, constituindo pequenas lâminas macladas segundo a lei da albita. De modo geral, apresenta-se saussuritizadas com geração de diminutos, mas frequentes, cristais de epidoto, sericita e carbonatos. O epidoto também ocorre em prismas curtos, bem cristalizados, incolores, altamente birrefringentes.

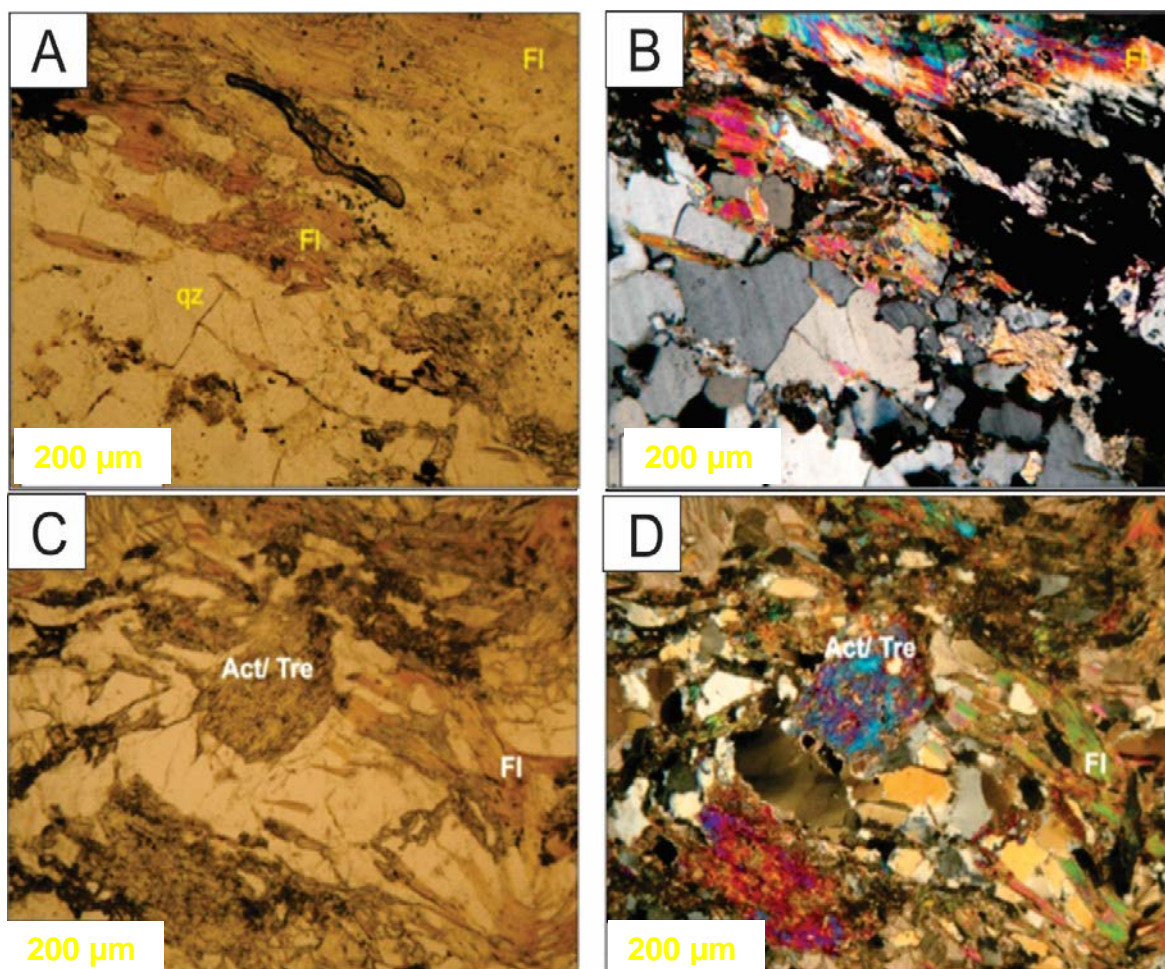
A titanita ocorre sob a forma de cristais em forma de “cunhas” euedrais dispersas na matriz por entre os cristais; possui pleocroísmo marrom a castanho claro e relevo alto. A composição mineralógica e a relação textural sugerem que o protólito foi uma rocha básica (diabásio, gabro ou basalto). O protólito foi submetido a metamorfismo dinamotermal (regional). A rocha registra também retrometamorfismo (intensa saussuritização do plagioclásio, desenvolvimento de auréolas de clorita nas micas e anfibólios).

### 3.1.1.3 Rocha calciossilicatada

As rochas calciossilicatadas apresentam-se como lentes inseridas nos pacotes filíticos, compostas de uma estrutura bandada, com estratos maciços, que se alternam em bandas de coloração esverdeada e bandas de coloração cinza esverdeada.

É uma rocha anisotrópica, com o bandamento de carácter metamórfico, constituído por horizontes predominantemente granonematoblásticos e níveis lepidoblásticos, representados pela orientação dos cristais de flogopita em forma de palhetas, os quais apresentam-se intensamente deformados (Figura 3.6A e 3.6B). Constitui-se de carbonato (50-55%), quartzo (20-25%), flogopita (10-15%), tremolita/actinolita (5-10%), plagioclásio (1-2%), clorita (1-2%) e minerais opacos (tr.).

Microscopicamente, o carbonato subédrico ocorre como cristais equigranulares de tamanho em torno de 30  $\mu\text{m}$ , isolados, em domínios lenticulares subparalelos à xistosidade ou no preenchimento de fraturas e acompanhando a deformação da foliação. O anfibólio é actinolita-tremolita, subeudral, levemente orientado juntamente com os cristais de flogopita (Figura 3.6C e 3.6D).



**Figuras 3.6** A) Fotomicrografia da alternância de leitos granoblásticos, e nematoblásticos marcados pela orientação dos bastonetes e palhetas de flogopita (B) A mesma fotomicrografia vista a nicóis cruzados (C) e D) Fotomicrografias sob nicóis cruzados, ilustrando a relação dos cristais de actinolita-tremolita com as lamelas de flogopita.

O quartzo anedral apresenta-se parcialmente recristalizado, com contatos

retilíneos entre si. Localizam-se principalmente nos interstícios dos cristais de carbonato, e não apresentam tamanho superior a 1,2 mm, geralmente inferiores a 0,8 mm. A flogopita ocorre com hábito lamelar e na forma de agregados de cristais irregulares, os quais apresentam-se deformados e orientados segundo uma direção preferencial.

#### 3.1.1.4 Metacalcário calcítico

Os metacalcários ocorrem como intercalações de diferentes espessuras (centimétricas a decamétricas) dentro do pacote de filitos sericíticos e podem ocorrer como mármore ou metacalcários dolomíticos/calcíticos impuros. Geomorfologicamente, essas rochas apresentam similaridades com os filitos, com geração colinas suaves de topos arredondados.

A característica geral desses metacalcários é a estrutura maciça, de coloração cinza esverdeado a cinza azulado (Figura 3.7), com lentes ou mesmo finas camadas de cor branca acinzentada.



**Figura 3.7** Fotografia de detalhe do afloramento de metacalcário.

A espessura destas camadas é variável, com uma fina laminação em alguns pontos e como grandes estratos de dimensões métricas em outros. É constituído por

carbonato 70-80%, quartzo 20-30% e localmente é verificado a presença de tremolita/actinolita e/ou talco.

## 3.2 GRUPO VOTUVERAVA

### 3.2.1 Descrição Macroscópicas e Microscópicas

O Grupo Votuverava na área de estudo é representado pelos metassedimentos localizados entre as duas grandes zonas de cisalhamento do mapa, a sul do falhamento correlacionado a Zona de Cisalhamento Itapirapuã e a norte de Falha do Bairro dos Alves – Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava.

Diferencia-se da Formação Água Clara pela ausência de metacalcários, rochas calciossilicatadas e mármore. Estruturalmente, apresenta preservado em maior quantidade foliações de baixo ângulo.

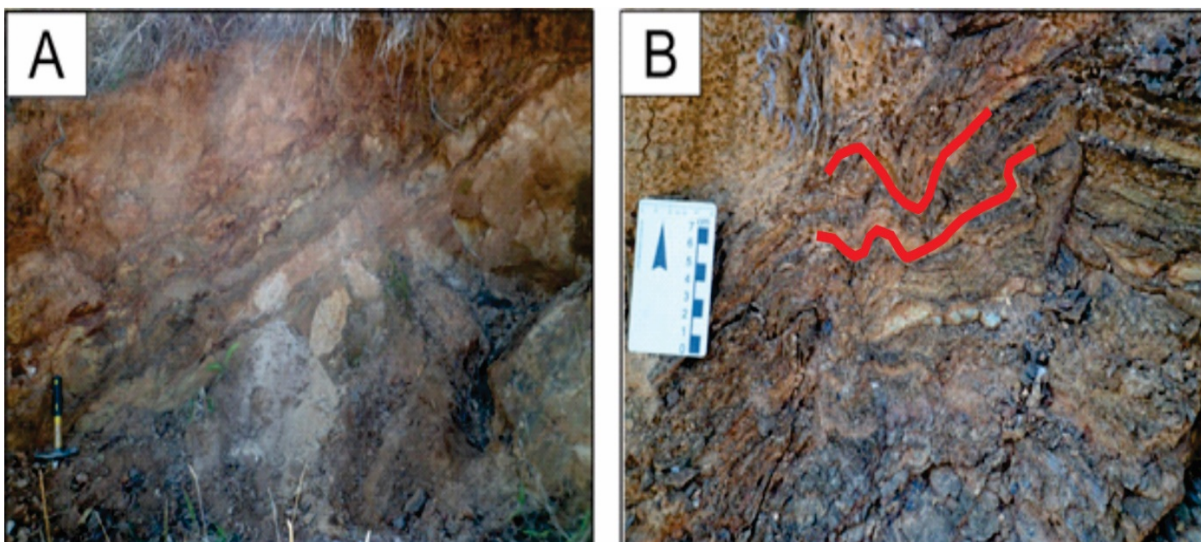
O contato ao sul, a nordeste e a noroeste, se dá, respectivamente, com as rochas granitoides do Granito Três Córregos e do Maciço Granítico Capão Bonito, e os metassedimentos do Grupo Itaiacoca.

Litologicamente, é constituído por pacotes de quartzitos, xistos, além de lentes de rochas metabásicas e anfibolitos.

#### **3.2.1.1 Muscovita e biotita xistos**

A unidade aflora em uma faixa de direção NE-SW no centro da área predominantemente, e em uma pequena porção localizada no extremo leste. O contato entre essa unidade e suas correlativas metassedimentares é abrupto, sendo que ao leste é possível observar um contato por falha de empurrão, onde os xistos cavalgam sobre os granitoides do Granito Capão Bonito. Geomorfologicamente, esta unidade ocorre como morrotes subarredondados de textura mais rugosa.

A unidade em questão é composta predominantemente por xistos e, secundariamente, por intercalações centimétricas a decamétricas de quartzito (Figuras 3.8 A e 3.8 B).



**Figuras 3.8** Fotografias. **A)** Intercalação entre biotita xisto, de coloração avermelhada, e quartzo xisto, de coloração creme. **B)** Detalhe da crenulação do biotita-xisto ( $D_{n+2}$ ).

O xisto é representado em grande maioria por biotita xistos, entretanto ocorrem também muscovitas xistos (Figura 3.9) e quartzo xistos. O biotita xisto é uma rocha de coloração marrom acobreado, com alteração avermelhada. As biotitas são desenvolvidas, de dimensões milimétricas, e perfazem um total de 40%-50% da rocha. A rocha apresenta intercalações mais quartzosas localmente.

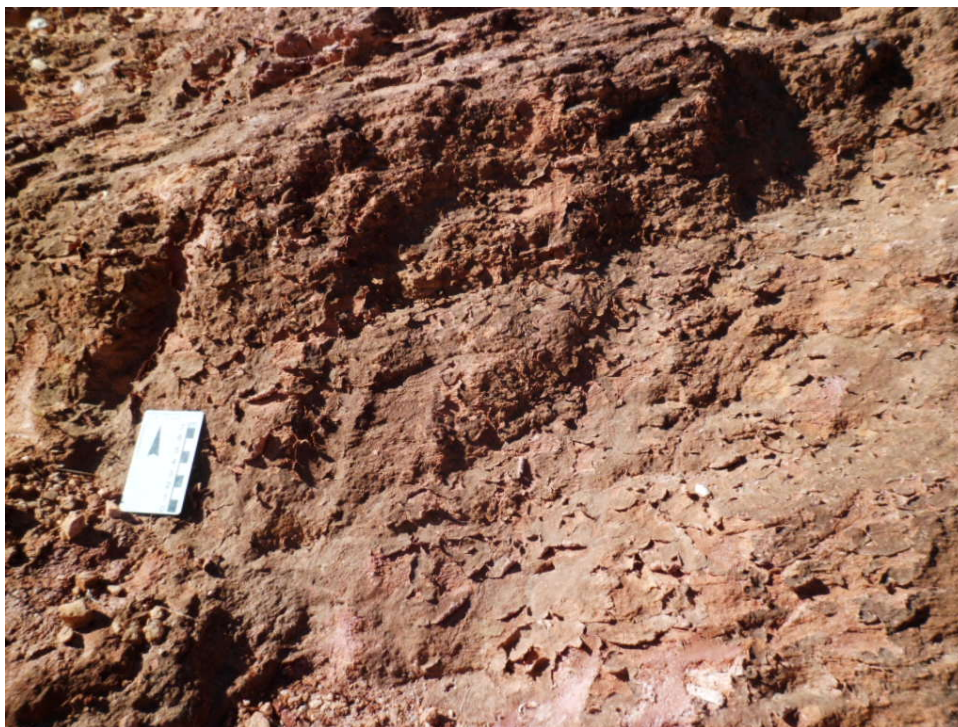
O muscovita xisto apresenta coloração arroxeadada a pérola e também apresenta bandas mais micáceas e bandas mais quartzosas, com as bandas mais micáceas compostas por micas brancas milimétricas (3 mm) que perfazem cerca de 40%-50% do total da rocha.

De forma geral, ambas tipologias de xistos estão foliadas, com as micas que marcam esta foliação; não esporadicamente esta foliação predominantemente de composição micáceas está crenulada.

O quartzo xisto apresenta coloração creme a amarronzada, e varia entre nível mais ricos em quartzo, ou intercalado com níveis milimétricos mais argilosos. A alteração de quartzo xisto gera um solo arenoso amarronzado.

Geralmente o quartzo xisto apresenta-se foliado, com foliação marcada pelo bandamento composicional e pela orientação preferencial das micas (muscovita e biotita).

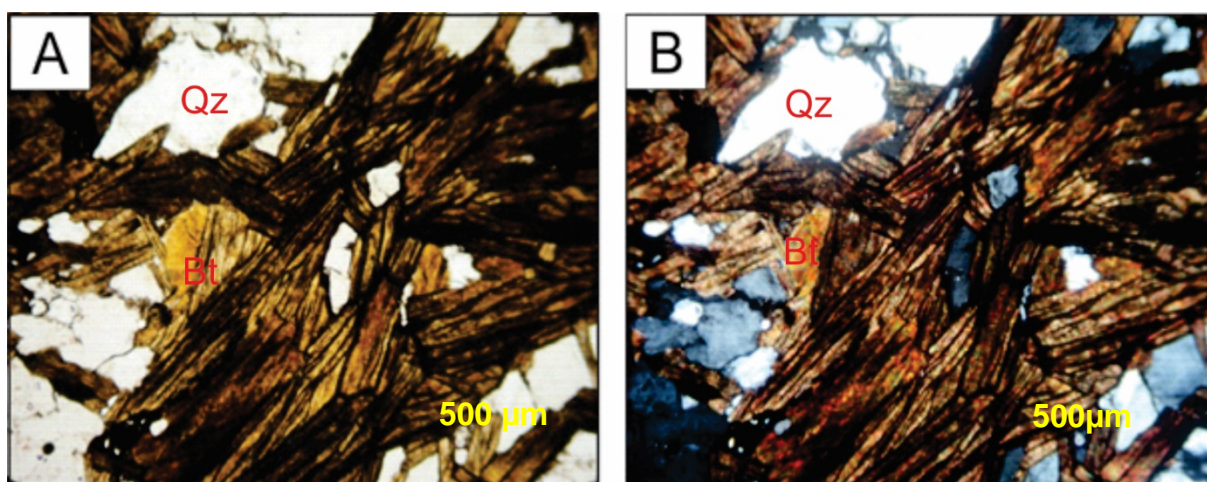
O contato do xisto com o quartzo xisto se dá de forma gradacional. Em alguns pontos observa-se veios de quartzo que apresentam-se acompanhando o bandamento composicional.



**Figura 3.9** Fotografia de muscovita xisto com película de manganês.

Observa-se que o biotita xisto apresenta estrutura anisotrópica e um bandamento composicional descontínuo. O bandamento é marcado por lentes de biotita e clorita, com textura lepidoblástica, intercaladas a lentes descontínuas de quartzo, com textura granoblástica (Figuras 3.10 A e 3.10 B).

A rocha apresenta uma foliação principal do tipo clivagem de crenulação, marcada pelos cristais de biotita, que ocorrem como septos espaçados e contínuos e micrólito pouco evidente. A textura da rocha é lepidogranoblástica.

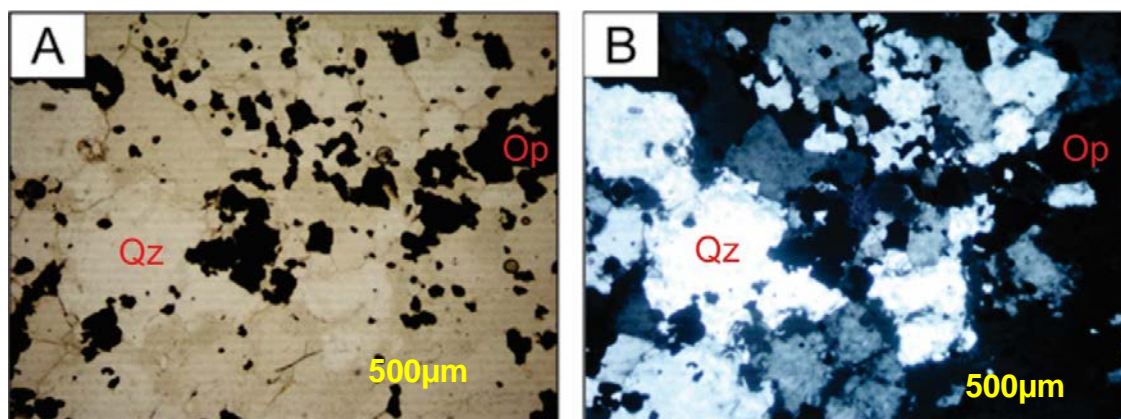


**Figuras 3.10** Fotomicrografias de biotita xisto. **A)** Ripas de biotita de coloração amarronzada crenuladas e grãos de quartzo recristalizados; **B)** Nicóis cruzados. Qz: quartzo, Bt: biotita.

A rocha é composta predominantemente por biotita e quartzo, e secundariamente por minerais opacos e por cristais de turmalina e zircão. Os cristais de biotita são subeudrais, de granulação fina (0,2mm a 2mm) e encontram-se orientados. Geralmente os minerais opacos ocorrem ao redor e sobre as biotitas, provavelmente formado pela alteração das mesmas.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, possuem granulação fina (0,5mm a 1mm) e alguns cristais possuem extinção ondulante, o que evidencia a deformação do retículo cristalino. Na rocha também são descritos cristais de turmalina anedrais e zircão eudral. A composição modal da rocha é: biotita (54%), quartzo (40%), minerais opacos (5%), turmalina (1%) e zircão (tr). Desta forma a rocha é classificada como biotita quartzo xisto.

Ocorrem nas intercalações desses micaxistos lentes de quartzito ricas em minerais opacos (Figuras 3.11 A e 3.11 B), predominantemente compostas por quartzo, apresentando uma quantidade considerável de mineral opaco (magnetita), acima de 20%. O quartzito encontra-se recristalizado, com formato eudral a subeudral e contatos retilíneos a lobulados com os outros cristais. Os minerais opacos são grãos de até 1mm de tamanho com leve orientação.



**Figuras 3.11** Fotomicrografias de quartzito. **A)** Grãos de quartzo recristalizados e mineral opacos (magnetita); **B)** Nicóis cruzados. qtz: quartzo, Op: minerais opacos.

### 3.2.1.2 Actinolita-Tremolita xisto

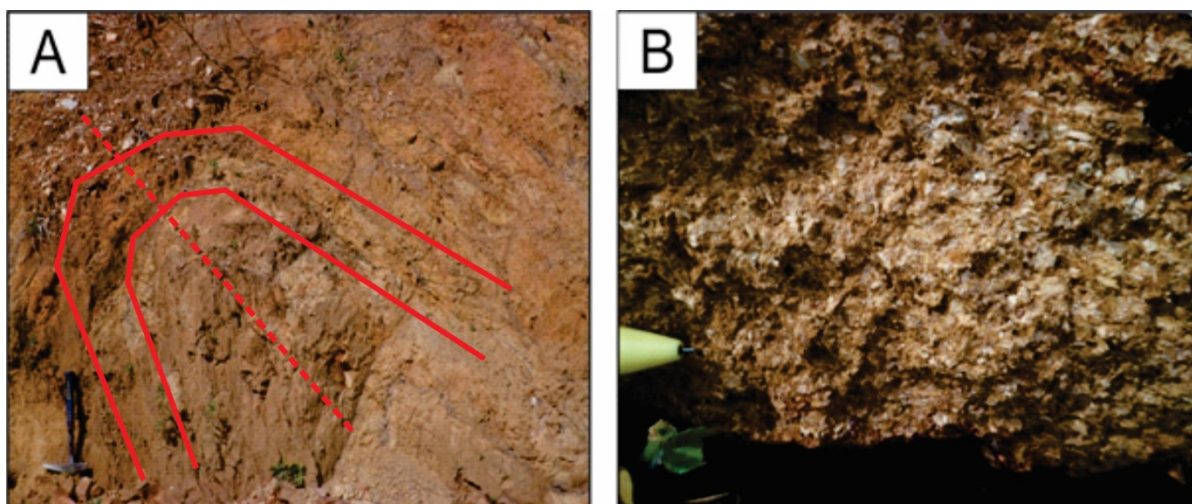
A unidade compreende lentes de dimensões quilométricas, de direção NE-SW, aflorantes no centro da área estudada. Geomorfologicamente, esta unidade ocorre como morrotes arredondados de textura mais lisa (Figura 3.12). Esta unidade é composta por actinolita xistos e por lentes de menores dimensões de anfibolito foliado.



**Figura 3.12** Fotografia do relevo característico das rochas metabásicas do Grupo Votuverava, morrote arredondados de textura lisa.

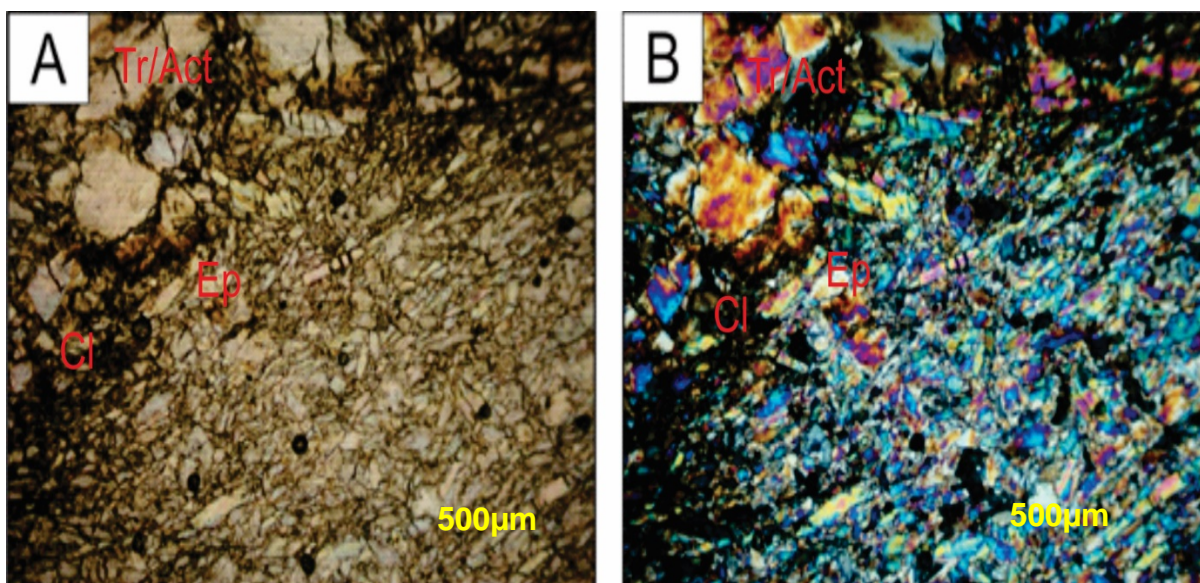
A sequência de metabásica varia desde um actinolita-tremolita xisto de granulação mais grossa a mais fina, com predominância das metabásicas grossas. Estas rochas apresentam coloração verde água, com alteração amarronzada, e minerais prismáticos com brilho vítreo. Em geral as rochas metabásicas afloram na forma de blocos de dimensões variadas, normalmente alterados.

As rochas metabásicas normalmente encontram-se foliadas, com a foliação marcada pelos minerais prismáticos (textura nematoblástica). Esta foliação com frequência está crenulada. Observou-se também dobras decimétricas abertas marcadas pela foliação principal dobrada (Figuras 3.13). Em alguns pontos notam-se as rochas cortadas por veios de quartzo também crenulados.

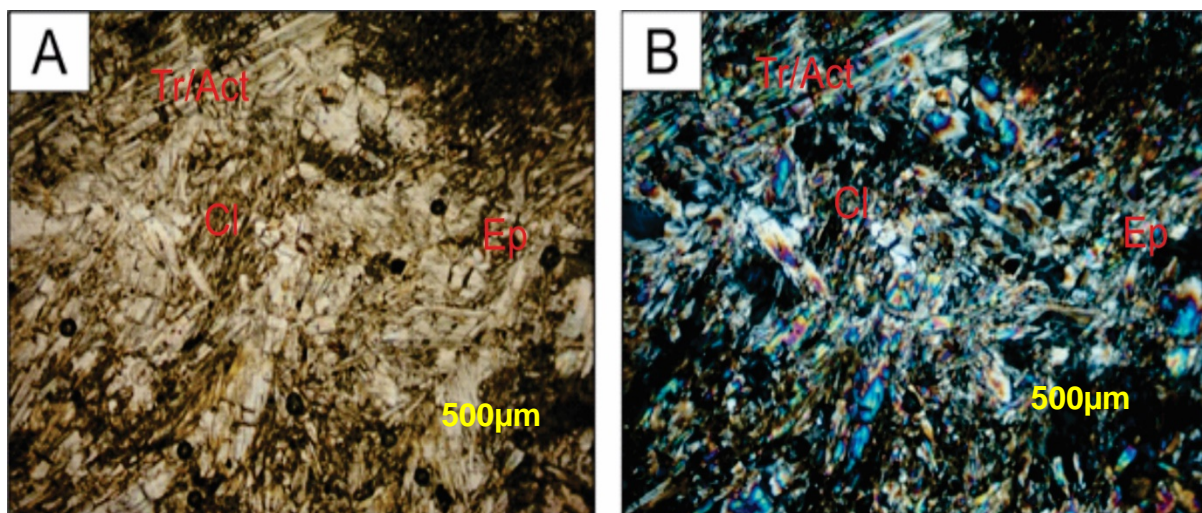


**Figuras 3.13** Fotografias da rocha metabásica dobrada ( $D_{n+2}$ ). **A)** A dobra aberta marcada pela foliação principal **B)** Foliação da rocha.

Microscopicamente, a rocha metabásica apresenta estrutura anisotrópica e uma xistosidade marcada pela orientação preferencial de minerais prismáticos (Figuras 3.14 A e 3.14 B). Na metabásica fina (Figuras 3.15 A e 3.15B) esta foliação principal encontra-se crenulada.



**Figuras 3.14** Fotomicrografias epidoto actinolita tremolita xisto. **A)** Cristais de epidoto, tremolita/actinolita e clorita orientados. **B)** Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita, Ep: epidoto, Cl: clorita.



**Figuras 3.15** Fotomicrografias de epidoto actinolita tremolita xisto. **A)** Cristais de actinolita, tremolita, epidoto e clorita crenulados. **B)** Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita, Ep: epidoto, Cl: Clorita.

Estas rochas são compostas majoritariamente por cristais euédricos de actinolita-tremolita, e secundariamente por cristais de clorita, epidoto e minerais opacos. Ambas as rochas se encontram alteradas, com a presença de óxido de ferro em torno das actinolitas-tremolitas.

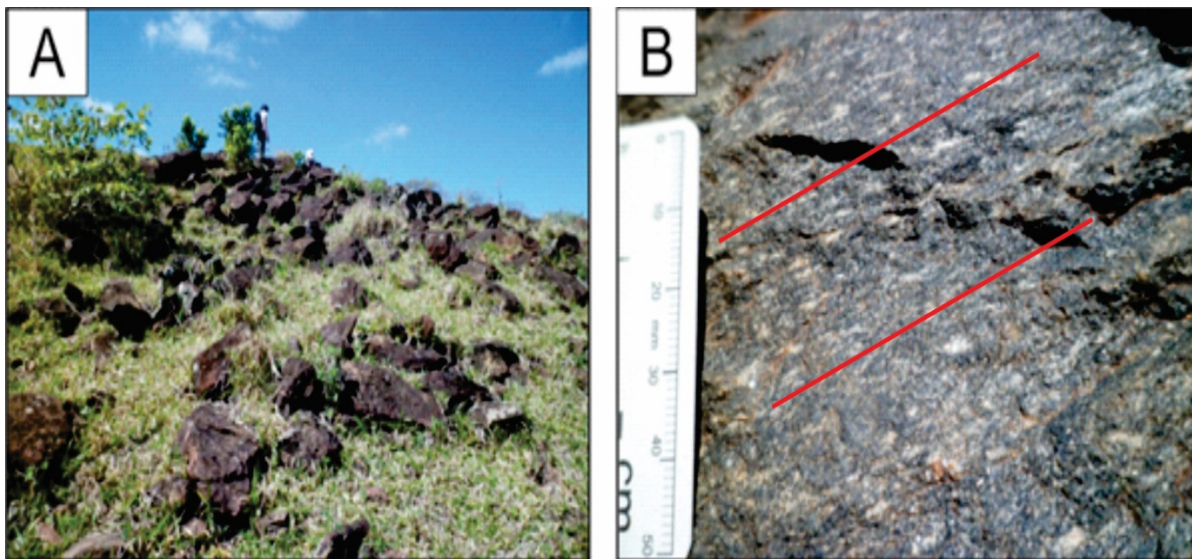
A falta de minerais carbonáticos, aliado ao fato de ser observado cristais de actinolita-tremolita que cresceram sobre plagioclásios reliquias, conferem a estas rochas de composição básica.

A composição modal média da rocha é: actinolita-tremolita (70%), epidoto (epidoto + clinozoisita) (15%), clorita (13%), minerais opaco (2%). Desta forma a rocha é caracterizada como epidoto actinolita-tremolita xisto.

### 3.2.1.3 Anfibolito

O anfibolito ocorre como lentes, de orientação preferencial NE-SW, de dimensões variáveis. A rocha encontra-se foliada, de coloração verde escuro com bandas esbranquiçadas, composto por hornblenda, plagioclásio e quartzo (Figuras 3.16 A e 3.16 B).

Observa-se textura de milonitização em grande maioria dos anfibolitos. O anfibolito ocorre como lentes dentro das rochas metabásicas.



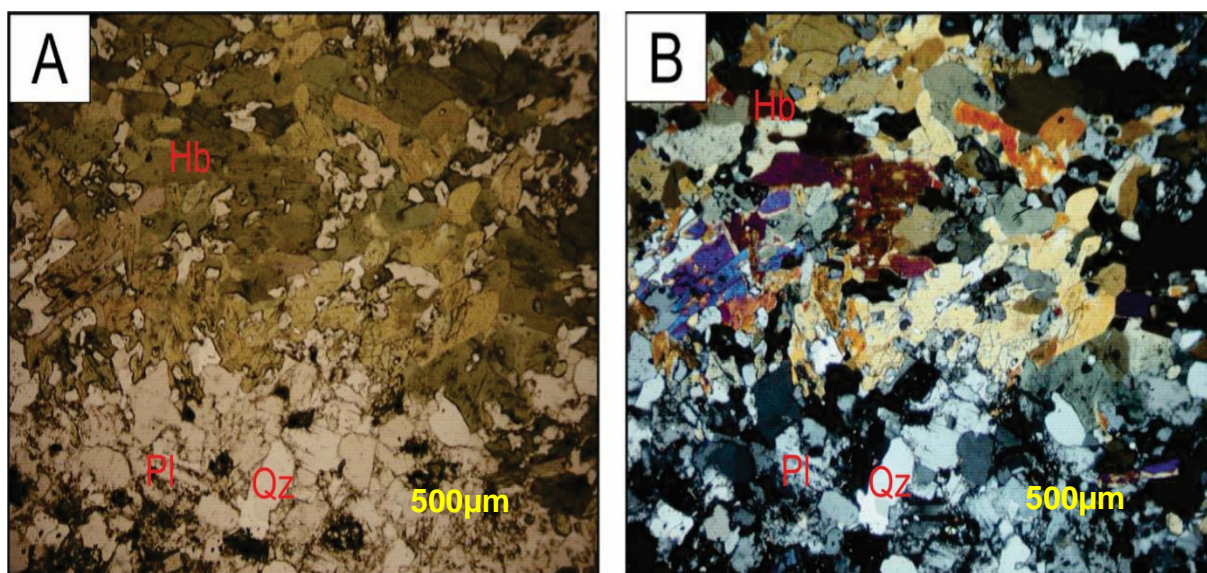
**Figuras 3.16:** Fotografias de anfibolito. **A)** Afloramento em blocos. **B)** Detalhe da foliação da rocha.

Microscopicamente (Figuras 3.17 A e 3.17 B), apresenta estrutura anisotrópica, uma bandamento composicional e uma foliação marcada pela orientação preferencial de minerais prismáticos. O bandamento composicional se dá por porções de hornblenda intercalado com lentes descontínuas de quartzo e plagioclásio. A foliação principal encontra-se crenulada. A textura da rocha é nematogranoblástica.

O anfibolito é composto por anfibólio, quartzo, plagioclásio, opaco, titanita e apatita. O clinoanfibólio (hornblenda) está subédrico a euédrico e apresenta granulação média (2mm). Os cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem associados, e possuem granulação fina.

Também ocorre cristais finos de titanita, com os minerais opacos associados com a mesma (provavelmente ilmenita). Apatita euédrica ocorre nos interstícios do quartzo e do plagioclásio.

A composição modal é: hornblenda (40%), quartzo (35%), plagioclásio (oligoclásio/andesina) (20%), minerais opaco (3%), titanita (1,5%) e apatita (0,5%).

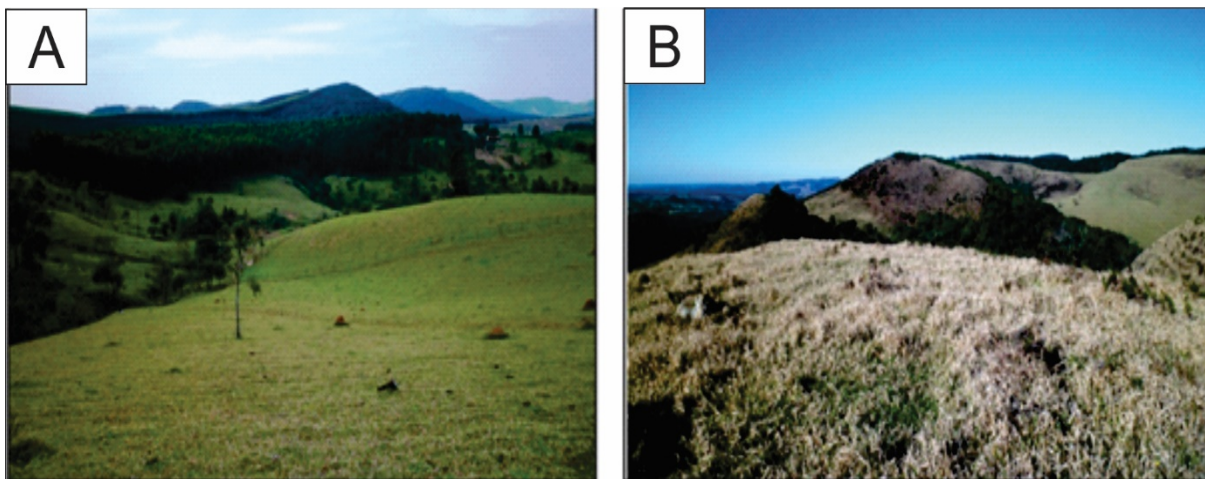


**Figuras 3.17** Fotomicrografias de anfibolito. A) Foliação marcada por bandamentos de hornblenda intercalados com lentes de quartzo e feldspato; B) Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Hb: hornblenda, Pl: plagioclásio.

### 3.2.1.4 Quartzito e quartzo xisto

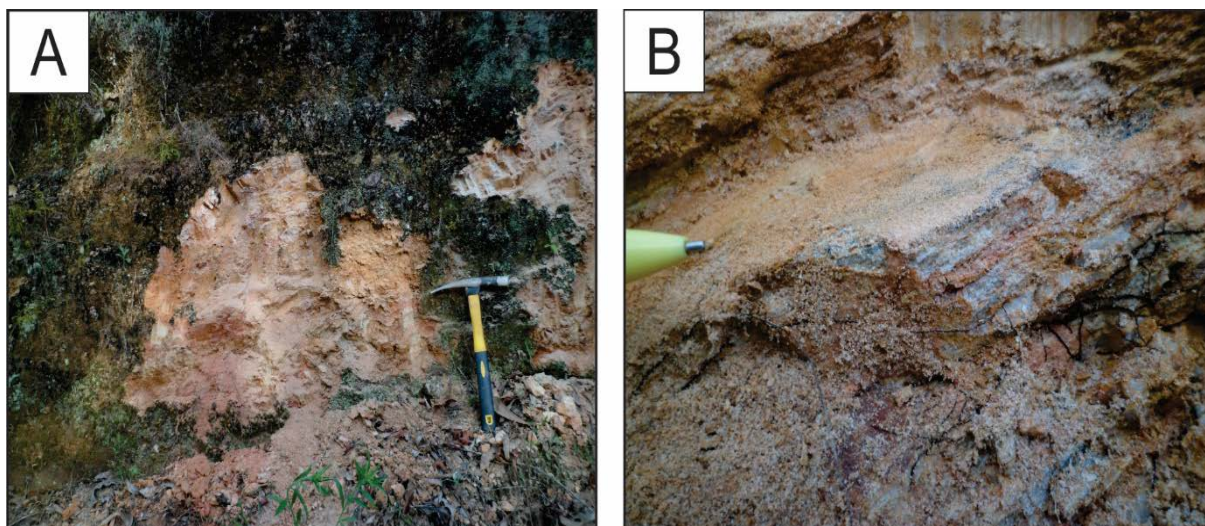
A unidade de quartzitos aflora em uma faixa de direção preferencial NE-SW e geomorfologicamente, se distingue das outras unidades por apresentar elevadas amplitudes e altitudes, com cristas angulosas bem marcantes e alinhadas (Figuras 3.18 A e 3.18 B).

Esta unidade é composta na base por quartzo xistos que gradam para quartzitos menos micáceos em direção ao topo. Somente as cristas das serras são formadas por quartzitos puros.



**Figuras 3.18** Fotografias do relevo da Serra do Cantagalo. **A)** Cristas alinhadas de quartzito; **B)** Alinhamento das cristas quartzíticas vista do topo da serra.

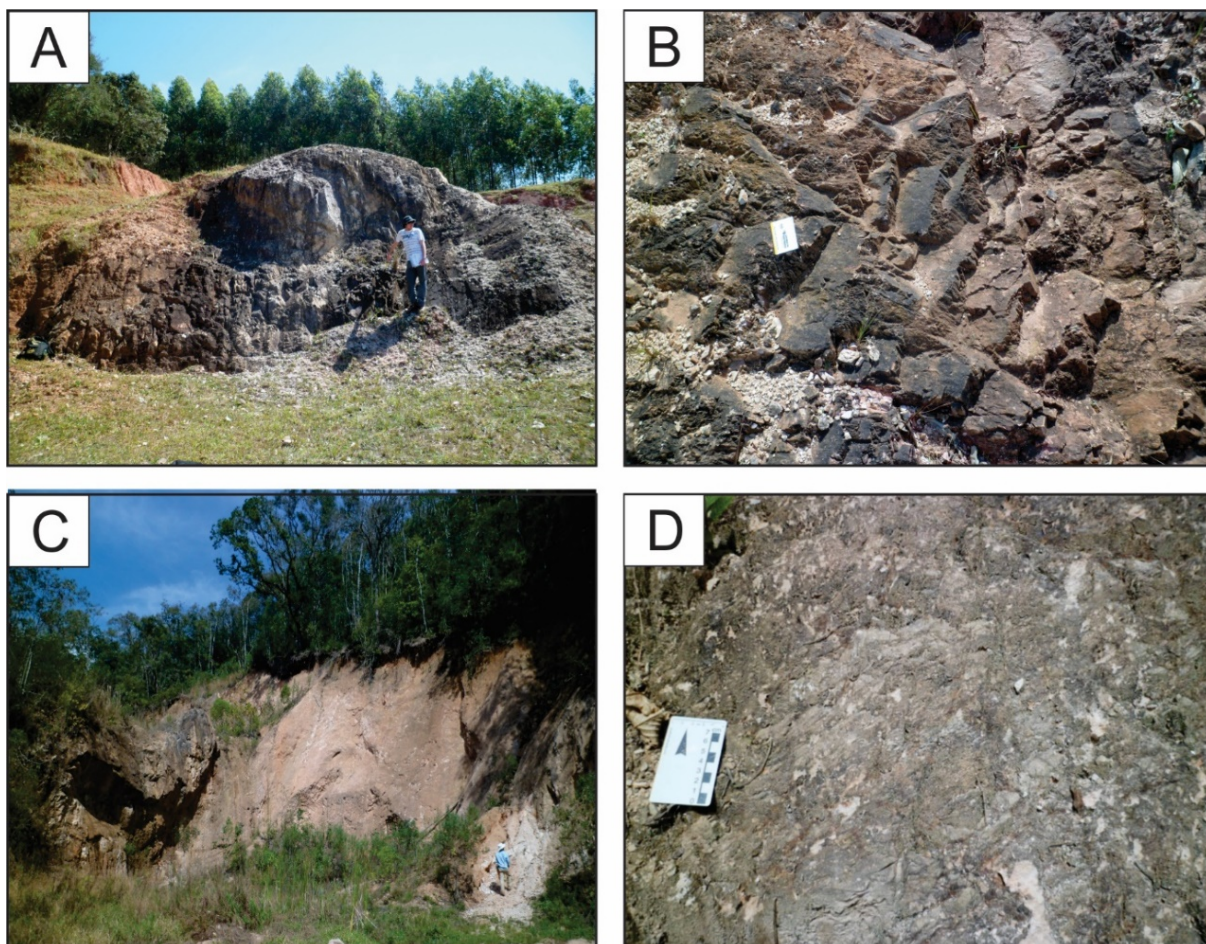
O quartzito xisto aflora predominantemente nos vales. Esta litologia apresenta coloração avermelhada, com cristais de mica mais desenvolvidos, contudo com o predomínio do quartzito (Figuras 3.19 A e 3.19 B). Normalmente apresenta foliação incipiente marcada pela orientação preferencial das micas.



**Figuras 3.19** Fotografias. **A)** Quartzito xisto de coloração creme, com cristais de micas submilimétricas dispersos, fraturado e com foliação incipiente. **B)** Detalhe da foliação, marcada pela orientação dos cristais micáceos.

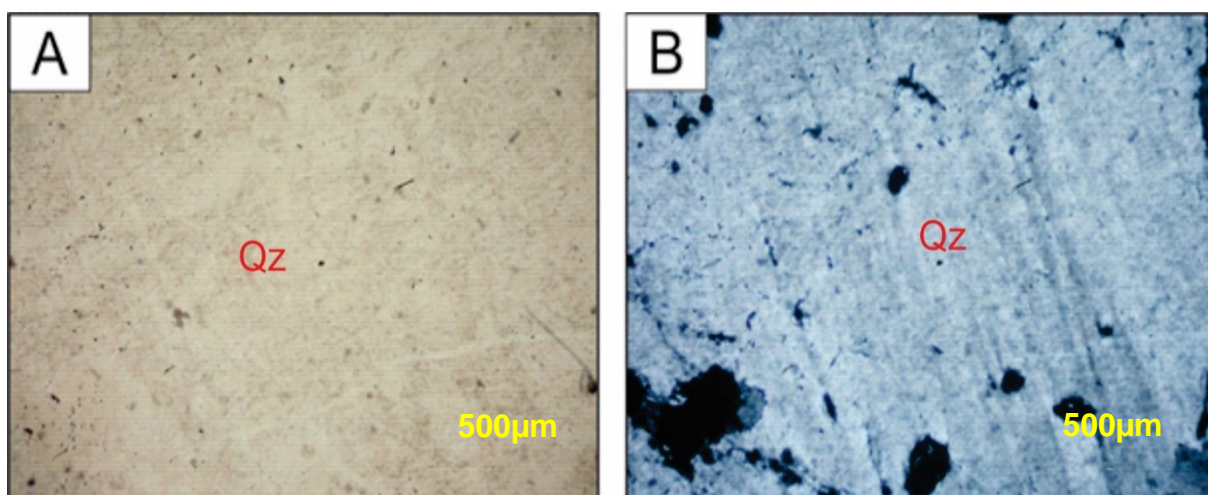
O quartzito puro é de coloração creme esbranquiçado, com níveis mais micáceos (Figuras 3.20 A a 3.20 D), fraturado e foliado, com crenulações na foliação principal.

O topo da unidade encontra-se muitas vezes alterado, o que gerou como características um solo creme alaranjado, quartzoso e às vezes com blocos reliquias de quartzitos imersos neste solo.



**Figuras 3.20 A a D)** Fotografia de quartzitos de coloração creme esbranquiçada e seu solo de alteração creme alaranjado, arenoso e com blocos reliquiares.

Microscopicamente, a rocha possui estrutura anisotrópica marcada por leve orientação de cristais de quartzo extremamente recristalizados e deformados. A textura da rocha é granoblástica. Sua composição modal é: quartzo (95%), muscovita (3%) e minerais opacos (2%) (Figuras 3.21 A e 3.21 B).



**Figuras 3.21** Fotomicrografias de quartzito. **A)** Cristais de quartzo recristalizados e deformados. **B)** Nicóis cruzados. Qtz: quartzo

### 3.3 GRUPO ITAIACOCA

#### 3.3.1 Descrição macroscópica e microscópica

O Grupo Itaiacoca na área de estudo é representado pelos metassedimentos localizados acima da Zona de Cisalhamento Itapirapuã. O contato a sudeste ocorre com as rochas granitoides do Granito Três Córregos e os metassedimentos do Grupo Votuverava.

Ao norte os metassedimentos estão encobertos pelos sedimentos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná. Diferencia-se do Grupo Itaiacoca e da Formação Água Clara por apresentar deformação mais branda e, estruturalmente, por preservar o bandamento reliquiar ( $S_0$ ).

Litologicamente, é constituído por pacotes de quartzitos, metarritmitos, filitos, metarenitos e metarcóseos, metacalcários, além de lentes de rochas metabásicas.

##### **3.3.1.1 Quartzito**

Os quartzitos (Figura 3.22) aflorantes são de coloração creme esbranquiçada, amarelo esbranquiçada e cinzento, com estrutura maciça a foliada e textura granoblástica.

Na composição mineralógica existe o predomínio de quartzo, com cristais de mica esbranquiçada fina (sericita). O relevo é caracterizado pela existência de serras íngremes e tortuosas. Ao norte da área, o conjunto das serras marca a existência de uma dobra aberta e suave ( $D_{n+3}$ ), facilmente visualizada por fotos aéreas.

A composição típica dos quartzitos do Grupo Itaiacoca segue o padrão: quartzo (95%), sericita (4%), turmalina (tr), zircão (tr), minerais opacos (tr), clorita (tr) muscovita (tr), apatita (tr) e biotita (tr).

A textura destas rochas é granoblástica, com os cristais de quartzo recristalizados com uma leve orientação.

Por entre os clastos maiores de quartzo, ocorre fina matriz sericítica com fragmentos de quartzo menores (recristalizados, formam diminutos agregados), cristais detríticos de muscovita, turmalina, zircão, epidoto, minerais opacos, apatita, biotita e clorita.



**Figura 3.22** Fotografia de quartzito creme amarelado com estrutura maciça a foliada, marcada pelo bandamento composicional da rocha.

A matriz sericítica (provavelmente originada de neomineralização a partir de argilominerais sin- genéticos primários) apresenta-se tal qual uma finíssima trama que envolvem os clastos de quartzo.

Esta fibra entrelaçada se encontra anastomosada aos clastos menores de turmalina, zircão, apatita, muscovita e biotita constituindo junto aos contatos dos clastos detríticos de quartzo (maiores ou menores) “*mica beards*” (a semelhança dos metarcóseos).

### **3.3.1.2 Metarritmito**

O pacote de metarritmitos ocorre com intercalações de filitos, com alguma contribuição quartzosa, e quartzitos finos, mais impuros. Essas camadas, intercaladas, mostram espessuras que variam desde decimétricas até métricas (em torno de 3 a 4 metros).

O contato é transicional, de uma camada com a outra, e difícil de ser observado, uma vez que essas passagens se dão pelo enriquecimento em quartzo

em detrimento das porções sericíticas e vice-versa.

Macroscopicamente as porções litológicas com características quarzíticas apresentam coloração esbranquiçada, granulação fina e são impuras. Nas porções com características filíticas, a coloração da rocha é mais acinzentada, com aspecto sedoso e pontos com clivagem ardosiana.

### 3.3.1.3 Filito

Esta litologia ocupa grande porção da parte oeste da área, como uma faixa extensa de direção NE-SW. O relevo desse domínio não mostra forte diferença em relação às rochas metabásicas, forma extensas “baixadas”, isto é, aplainamentos na topografia (Figura 3.23).



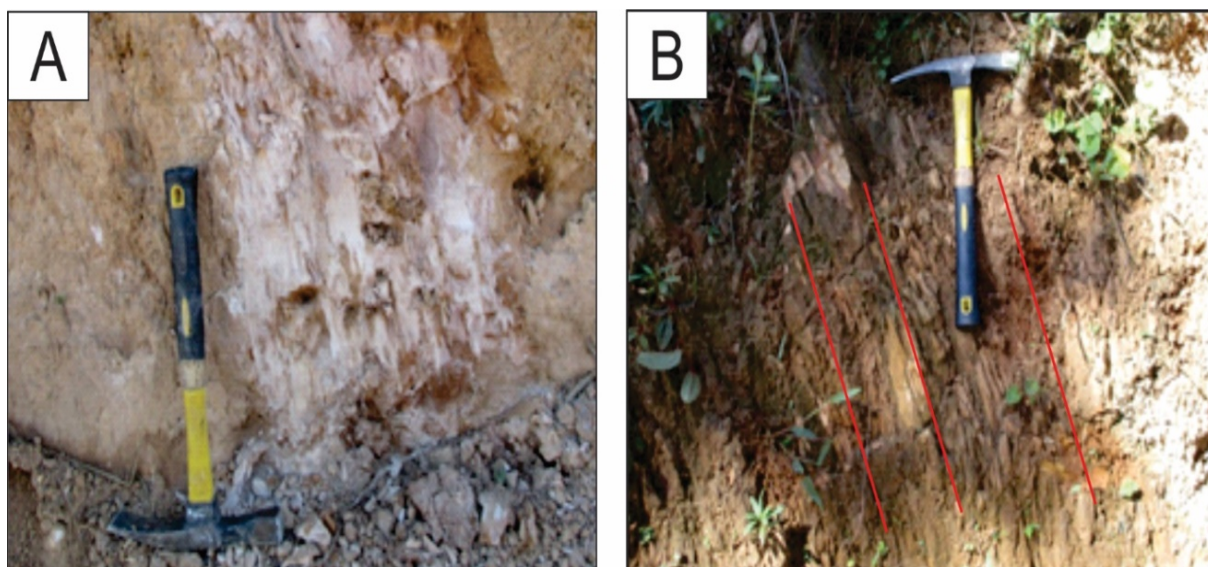
**Figura 3.23** Fotografia do relevo dos filitos com terrenos aplainados.

Os afloramentos de sericita filito são marcados pelo alto grau de alteração. Muitas vezes os exemplares dessa rocha são encontrados como blocos ou lascas menores dispersas em meio ao solo de terras aradas para cultivo.

As cores da rocha são variadas, variando de cinza clara a cinza esverdeada clara e as cores das porções mais alteradas variavam amplamente, grande parte é de

coloração avermelhada, verde escura acinzentada, ocre e bege esbranquiçado, associados com quantidades variáveis de quartzo (Figuras 3.24 A e 3.24 B).

A presença de grande quantidade de sericita nos filitos, confere a ele tato sedoso e um brilho perolado. Porém esta característica não é constante, uma vez que também depende da quantidade de quartzo e do estado de alteração da rocha.



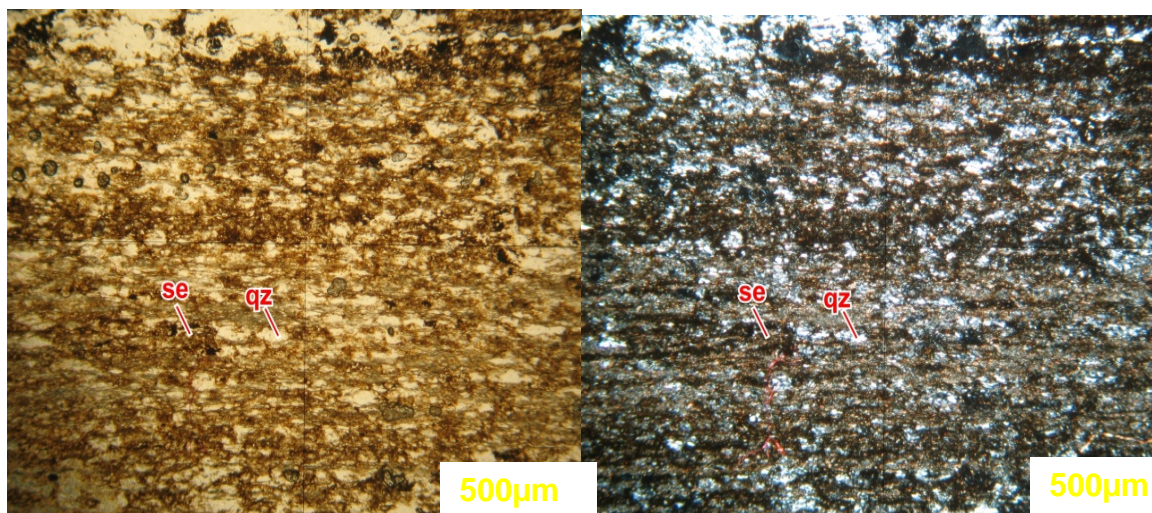
**Figuras 3.24** Fotografia. **A e B)** Filitos de coloração amarronzada com foliação penetrativa ( $S_{n+2}$ ).

Em meio aos sericita filitos são observadas lentes de quartzitos arcoseanos. Esses quartzitos apresentam coloração bege esbranquiçada e rósea clara, com granulação média e, no relevo, formam pequenas cristas que podem resultar em quebras acentuadas na topografia.

Outro tipo recorrente de ocorrência em meio aos filitos sericíticos é a de veios de quartzo leitoso. Eles ocorrem na forma de blocos, centimétricos a métricos, e quando *in situ* são responsáveis por algumas das cristas separadas.

Petrograficamente, a rocha apresenta estrutura anisotrópica, marcada pela orientação das sericitas (Figuras 3.25 A e 3.25 B). A textura lepidoblástica é predominante. A sericita (60-65%) é verde pálida a incolor, muito fina, anedral, equigranular.

O quartzo (35-40%) é inequigranular, subeudral, estirado, bem fino com 0,3mm X 0,4mm. Os minerais opacos (tr.) apresentam no máximo 0,1mm, subeudrais, dispersos caoticamente por toda lâmina.



**Figuras 3.25** Fotomicrografias **A)** Filito composto por sericita e quartzo, com foliação marcada pelos cristais de sericita. **B)** Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Se: sericita.

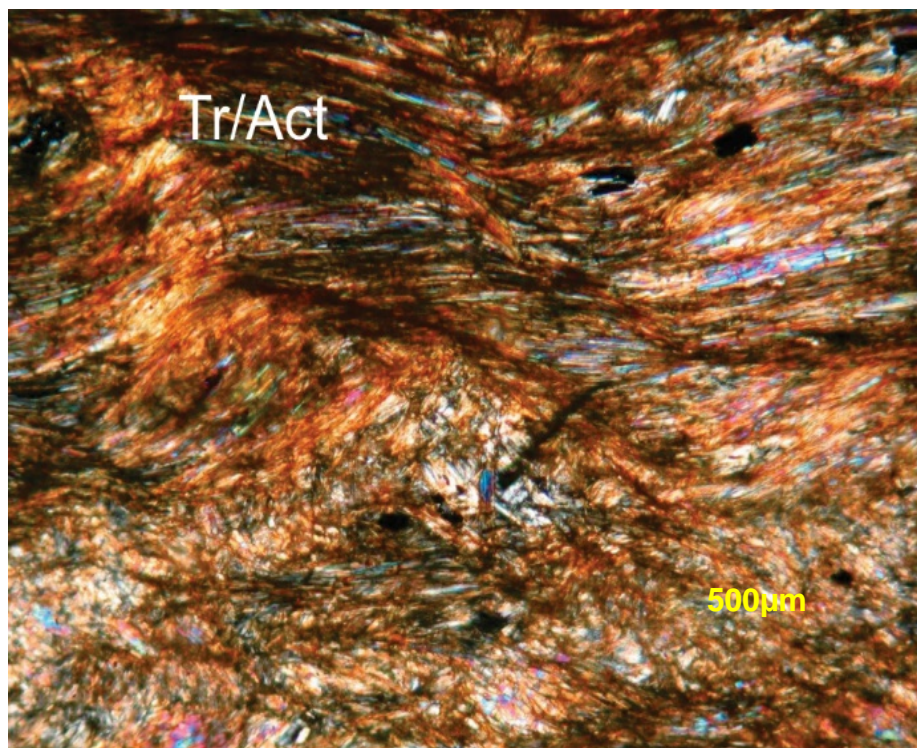
#### 3.3.1.4 Actinolita-Tremolita xisto

Essa litologia também aflora a oeste da área, e está disposta como uma grossa lente, quilométrica, aproximadamente segundo a direção NE-SW. O relevo é bastante arrasado, com alguns morrotes arredondados e um solo com coloração avermelhada. A rocha observada é compacta nas porções pouco alteradas e apresenta uma coloração cinza escura a cinza esverdeada. Quando alterada (Figura 3.26), ela apresenta colorações que variam de cinza claro a ocre. Muitas vezes são encontradas como blocos arredondados dispersos nas encostas de elevação ou em meio ao solo avermelhado, vistos principalmente nos cortes de estradas.



**Figura 3.26** Fotografia de tremolita xisto alterada, de coloração ocre.

A textura do actinolita-tremolita xisto é eminentemente nematoblástica (Figura 3.27). A composição mineralógica: tremolita (70-80%), talco (5-10%), minerais opacos (5-10%), actinolita (4%) e clorita (2%).



**Figura 3.27** Fotomicrografia de tremolita xisto com acículas de tremolita com alta birrefringência, que formam agregados fibrosos. Cristais apresentam leve manchamento o que indica pequena variação no conteúdo de ferro destes minerais (pleocroísmo verde muito pálido). Foliação  $S_n$  crenulada pelo evento  $D_{n+2}$ . Nicóis cruzados. Tr: tremolita, Act: actinolita

A tremolita forma prismas longos idioblásticos bem desenvolvidos, incolores e é frequente a formações de agregados colunares fibrosos. Possuem alta birrefringência e os cristais exibem frequentemente geminação.

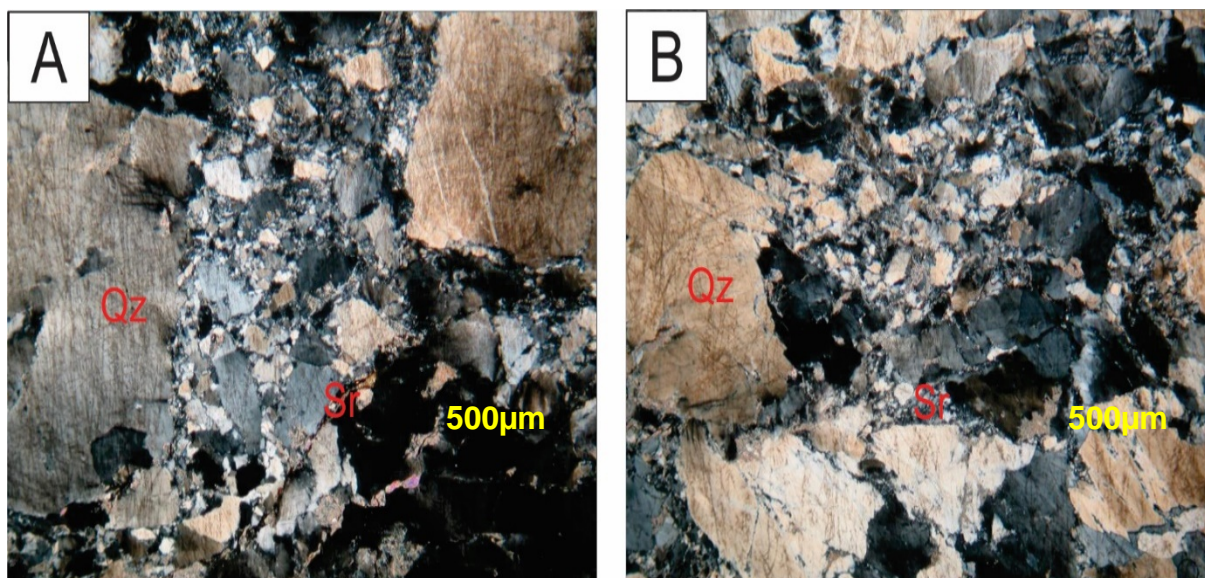
O talco, quando ocorre, apresenta-se como lamelas de coloração transparente com aspecto “sujo”, e apresenta-se como tábuas euedrais bem cristalinas ou como uma massa que recobre os minerais de tremolita.

### 3.3.1.5 Metarenitos e Metarcóseos

Os metarenitos e metarcóseos são assim designados, pois observa-se estruturas sedimentares primárias preservadas, tais como: estratificações plano-paralelas, estratificações cruzadas assintóticas na base, estratificações cruzadas tabulares e variações granulométricas ascendentes e descendentes.

Essa litologia possui coloração creme esbranquiçada (localmente tem-se cores amarelo-a laranja devido a pequenas manchas de hidróxido de ferro). Nota-se que, ao nível microscópico (Figuras 3.28 A e 3.28 B.

Os cristais de quartzo exibem extinção ondulante, e alguns formam “cordões” contínuos, fortemente alinhados, constituindo *ribbons* e varetas, concordantes com a lineação.



**Figuras 3.28 A)** Fotomicrografias de metarenitos (Nicóis cruzados). A textura destas rochas é granoblástica inequigranular bimodal (principal) ou seriada (secundária) (em determinadas porções é notável uma gradação completa do grão mais fino para o mais grosso **B)** Por entre os clastos maiores de quartzo, ocorre fina matriz sericítica com fragmentos de quartzo menores (recristalizados, formam diminutos agregados). Qtz: quartzo, Sr: sericita.

A textura destas rochas é granoblástica inequigranular bimodal (principal) ou seriada (secundária) (em determinadas porções é notável uma gradação completa do grão mais fino para o mais grosso).

### 3.3.1.6 Metacalcário

Ocorrem como lentes de direção NE-SW dentro dos pacotes filíticos. Quando ocorrem, apresentam-se como finas lentes de no máximo poucos metros de espessura, de coloração acinzentada a cinza esverdeada quando frescas.

Mas preferencialmente encontram-se altamente alteradas. É um solo de coloração alaranjado a avermelhado, muito semelhante ao solo das rochas metabásicas e de difícil distinção. Sua composição mineralógica apresenta carbonatos (calcita e/ou dolomita) e quartzo, com ocorrências de flogopita/biotita e clorita.

### 3.4 GRANITO TRÊS CÓRREGOS

#### 3.4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

O Granito Três Córregos corresponde a granitóides pré-cambrianos que afloram amplamente nas porções centrais da área mapeada (e estendem-se à região centro-oeste e nordeste do mapa), e formam corpos alongados na direção NE-SW, com relações discordantes às rochas encaixantes.

A intrusão desses corpos graníticos nos metassedimentos do Supergrupo Açunguí se deu por meio de falhamentos de empurrão. Foliações de baixo ângulo e dobras abertas e suaves podem ser visualizadas nos metassedimentos do Grupo Votuverava e nos granitoides proximais a estes metassedimentos.

O contato a nordeste com o Granito Capão Bonito se faz através da Falha de Capão Bonito, com a formação de foliações de alto ângulo de mergulho, ligadas a essa deformação milonítica subvertical.

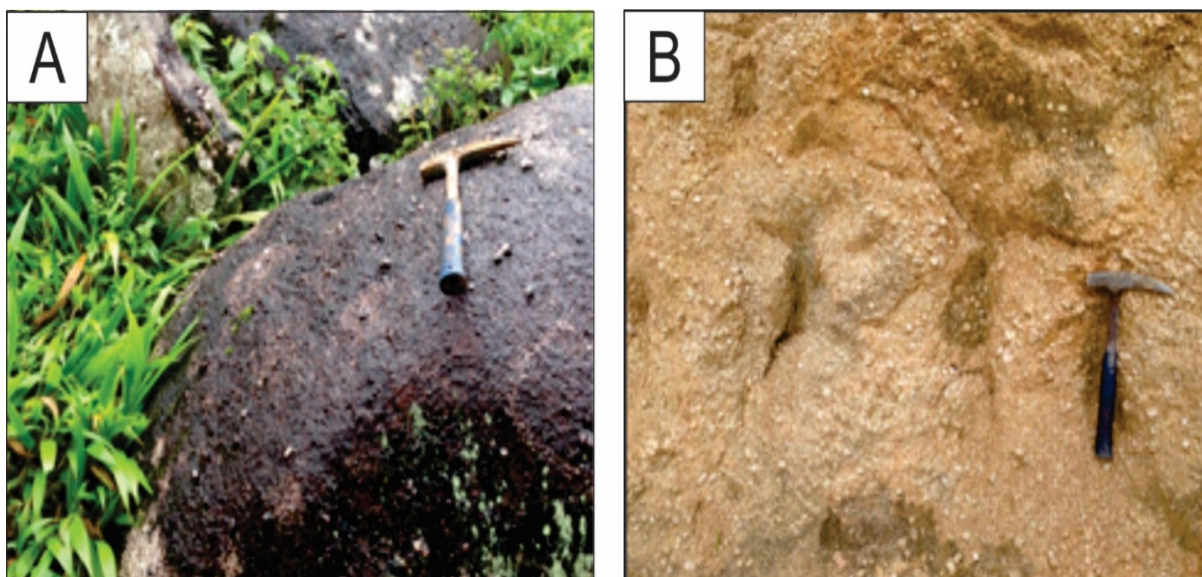
A mesma situação deformacional é encontrada no contato sul com os metassedimentos da Formação Água Clara, devido a Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava.

Conforme distancia-se das zonas de cisalhamento somente é observada a deformação de baixo ângulo de intensidade fraca a moderada. Os demais contatos a norte estão encobertos pelas rochas do Grupo Itararé da Bacia do Paraná.

O relevo associa-se a vales abertos e extensos, de vertentes convexas com declividade bastante variável (média a alta em certas áreas), bastante presente em porções mais arrasadas do relevo, onde predominam drenagens perenes, de padrão dendrítico.

Os tipos de exposição mais comuns encontradas foram matacões métricos a decamétricos individuais ou em pequenos conjuntos, normalmente nas porções mais aplainadas do relevo, e perfis de alteração ao longo de cortes de estrada, calhas e encostas de drenagens (Figuras 3.29). No primeiro caso, o grau de intemperismo é muito baixo a moderado, enquanto no segundo varia de alto a muito alto.

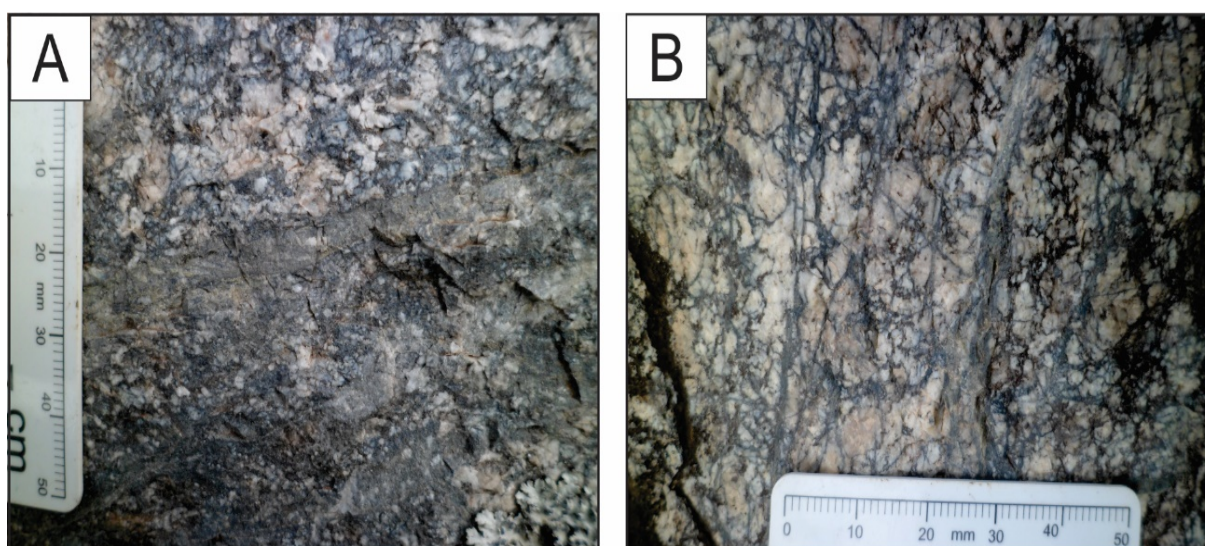
É possível dividir as rochas do local em dois grupos distintos: uma fácies porfírica dominante e uma fácies equigranular, ambas de composições sieno- a monzograníticas com variações de tonalidades róseas a acinzentadas.



**Figuras 3.29** Fotografia **A)** Matações graníticas. **B)** Solo de alteração das rochas graníticas, com preservação de fenocristais de FK e coloração ocre a creme.

Os monzogranitos porfiróides (Figuras 3.30 A e 3.30 B) apresentam matriz de granulação média a grossa onde estão dispostos fenocristais de feldspato potássico rosado, numa proporção de 10 a 20% do total da rocha, com diâmetro de 1 a 3 cm.

A mineralogia é composta por microclínio (35%), quartzo (25%), oligoclásio (30%) e máficos (hornblenda, biotita) (10%).



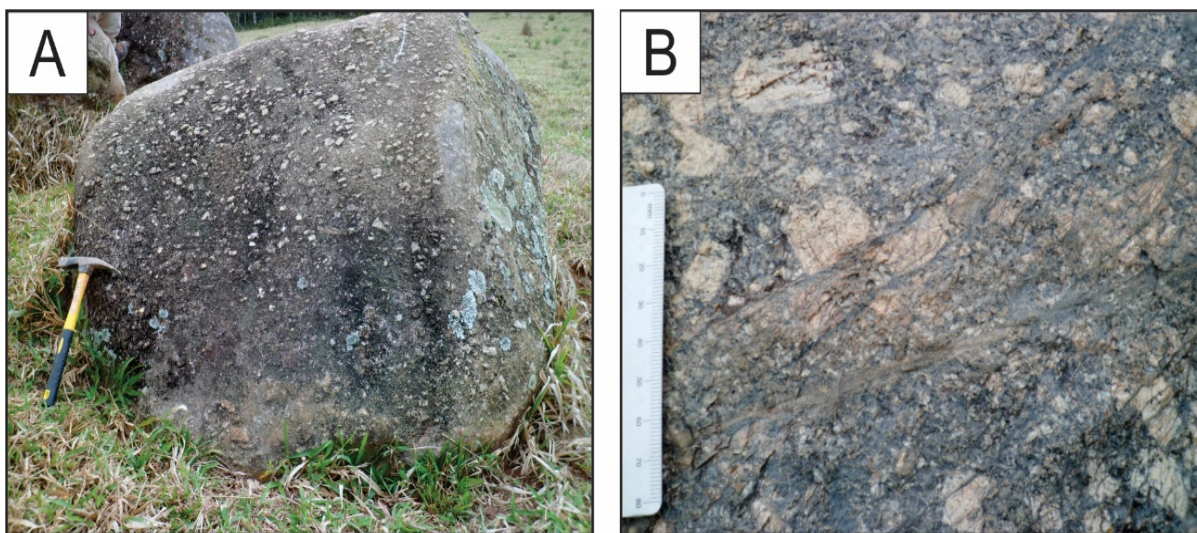
**Figuras 3.30** Fotografia. **A e B)** Detalhe do monzogranito porfiróide cataclasado.

O solo relacionado a este litotipo mostra tons alaranjados, textura arenosiltosa e fragmentos de fenocristais de feldspato potássico, além de grãos angulosos de quartzo.

Os granitos porfiróides encontram-se cataclasados a ultracataclasados devido a zonas de falha. A orientação dos fenocristais de microclínio (Figuras 3.31 A e 3.31

B) também permite o mapeamento de zonas de cisalhamento dúctil/rúptil.

Os sienogranitos a monzogranitos equigranulares róseos ocorrem localmente. Apresentam coloração rósea a branco. O conteúdo mineralógico é composto por quartzo (35%), feldspato potássico (microclínio) (30%), plagioclásio (oligoclásio) (25%), máficos (biotita, hornblenda) (5-10%). A estrutura é anisotrópica, como leve orientação da matriz e a textura é granítica. São rochas holocristalinas, hipidiomórficas e faneríticas.



**Figuras 3.31** Fotografia de granito porfiróide típico da área. A) Bloco com orientação dos fenocristais de FK; B) Detalhe dos fenocristais e da matriz da rocha.

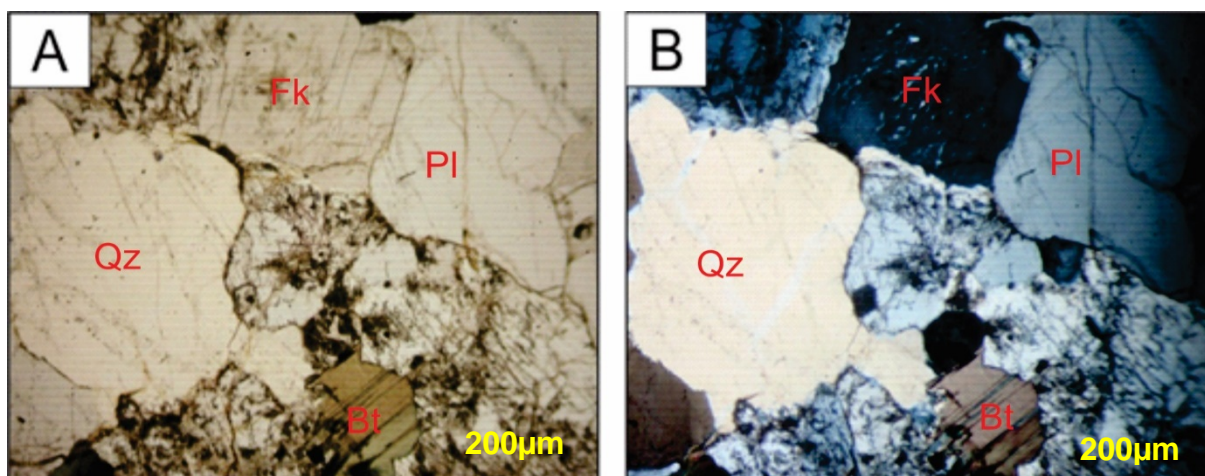
Veios e diques aplíticos intrudidos em meio às rochas graníticas são comuns; tais diques de aplitos também cortam as encaixantes metamórficas. Os locais onde o Granito Três Córregos está circunscrito dentro dos pacotes metassedimentares, há o desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contato de pequena expressão.

#### 3.4.2 Descrição Microscópica

O monzogranito apresenta fenocristais (alguns com até 5 cm de comprimento) de feldspato potássico com cores róseas, salmão e creme e uma matriz fanerítica média a localmente grossa. A rocha é composta por: microclínio (33%), quartzo (25%), oligoclásio (25%), hornblenda (10%), biotita (6%), clorita (3%), titanita (2%), minerais opacos (1%), zircão (tr) e apatita (tr).

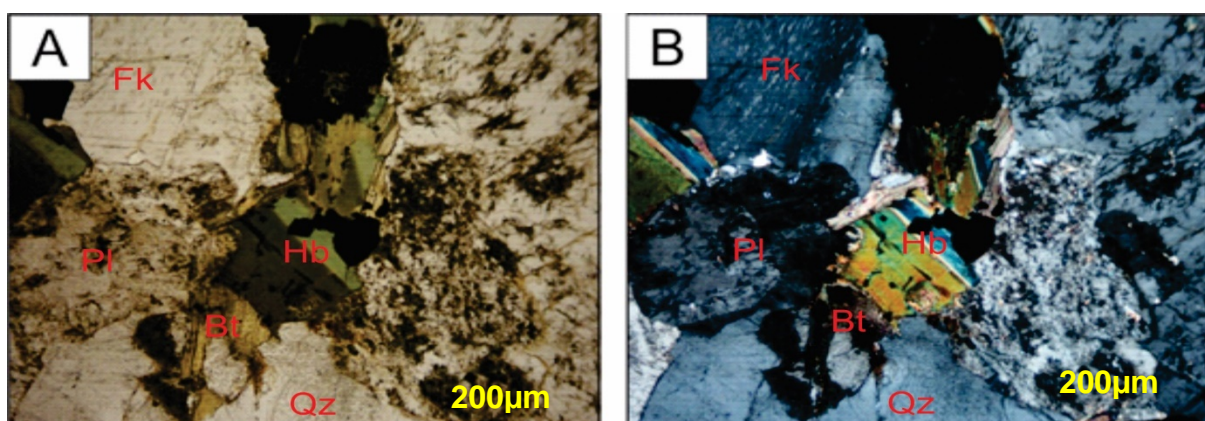
A rocha é fanerítica, hipautomórfica porfirítica e estrutura maciça (localmente ocorrem alinhamentos de fenocristais).

O microclínio forma cristais subédricos a anédricos, com frequente alteração para material caolinítico (Figuras 3.32 A e 3.32 B). O oligoclásio apresenta-se com tábuas/ripas de contatos retilíneos em relação aos outros minerais, com alterações para sericita.



**Figuras 3.32** Fotomicrografias Monzogranito porfiróide. **A)** Quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita; **B)** Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Bt: biotita, Fk: feldspato potássico, Pl: plagioclásio.

A hornblenda (Figuras 3.33 A e 3.33 B) ocorre sob a forma de cristais subédricos pleocróicos. Nota-se em certos cristais, uma forte alteração amarronzada de relevo alto. A biotita (pleocroísmo verde-pardacento) ocorre sob a forma de lamelas e apresenta alterações para clorita nas suas bordas.



**Figuras 3.33** Fotomicrografias do hornblenda monzogranito porfirítico. **A)** Detalhe para as bordas de alteração da hornblenda, com ocorrência de biotitas; **B)** Nicóis cruzados. Qtz: quartzo, Bt: biotita, Fk: feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Hb: hornblenda.

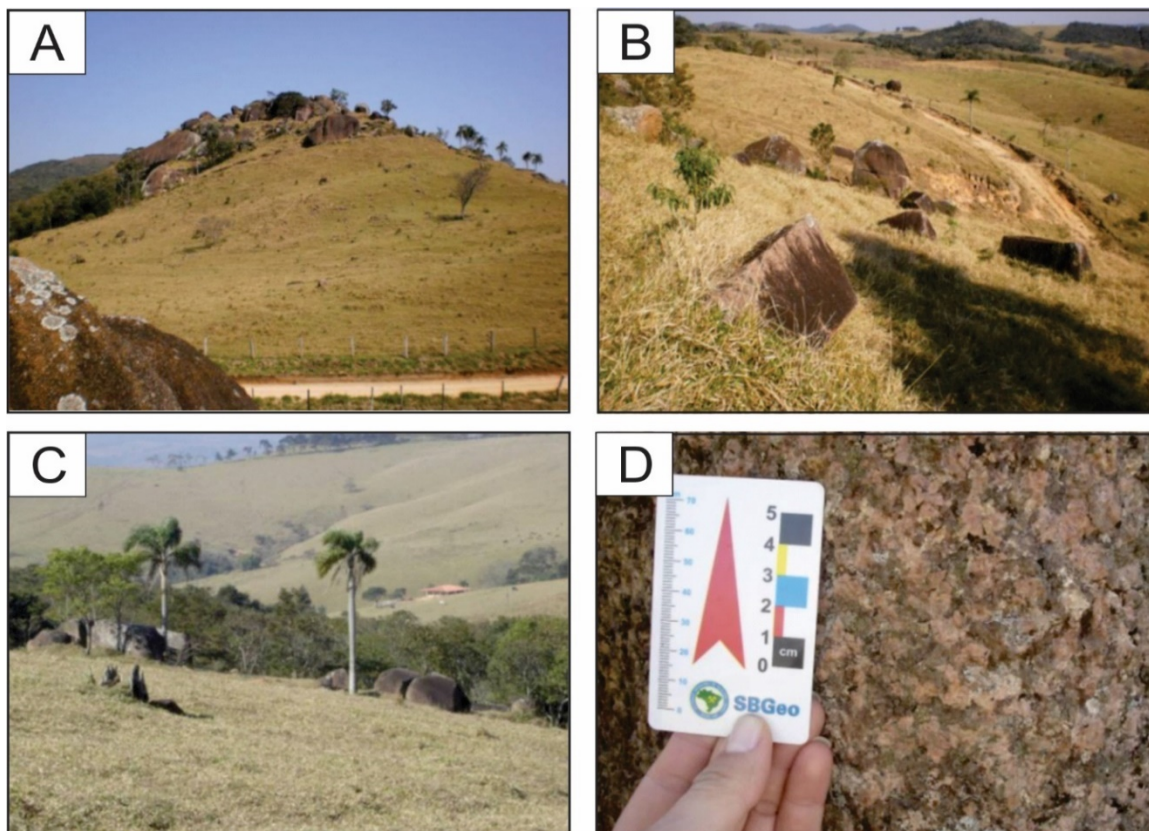
A titanita ocorre geralmente associada ao anfibólio; cristais euédricos de alto relevo, com hábito romboédrico (“cunhas”) e pleocroísmo de tons marrons. Minerais opacos, zircão e apatita ocorrem como traços e de maneira irregular na lâmina.

### 3.5 GRANITO CAPÃO BONITO

#### 3.5.1 Descrição Macroscópica

As rochas do Granito Capão Bonito representam um corpo com forma alongada segundo a direção geral NE-SW das principais zonas de cisalhamento e afloram na parte centro leste até o nordeste da área de estudo.

Apresenta contatos tectônicos a sudoeste com as rochas do Granito Três Córregos, a partir da Falha de Capão Bonito. Os demais contatos a norte/nordeste estão encobertos parcialmente por rochas do Grupo Itararé da Bacia do Paraná. A área apresenta-se colinosa ou de morrotes e seus afloramentos ocorrem, tipicamente, sob a forma de matacões (Figuras 3.34 A a 3.34 D), em topos de morros arredondados e nos vales.



**Figuras 3.34** Fotografia. **A)** Blocos encontrados em sopé de encostas; **B e C)** Blocos de dimensões variáveis do granito Capão Bonito; **D)** Sienogranito Capão Bonito; Rocha de granulação média com pouca biotita na matriz e os cristais avermelhados de Fk.

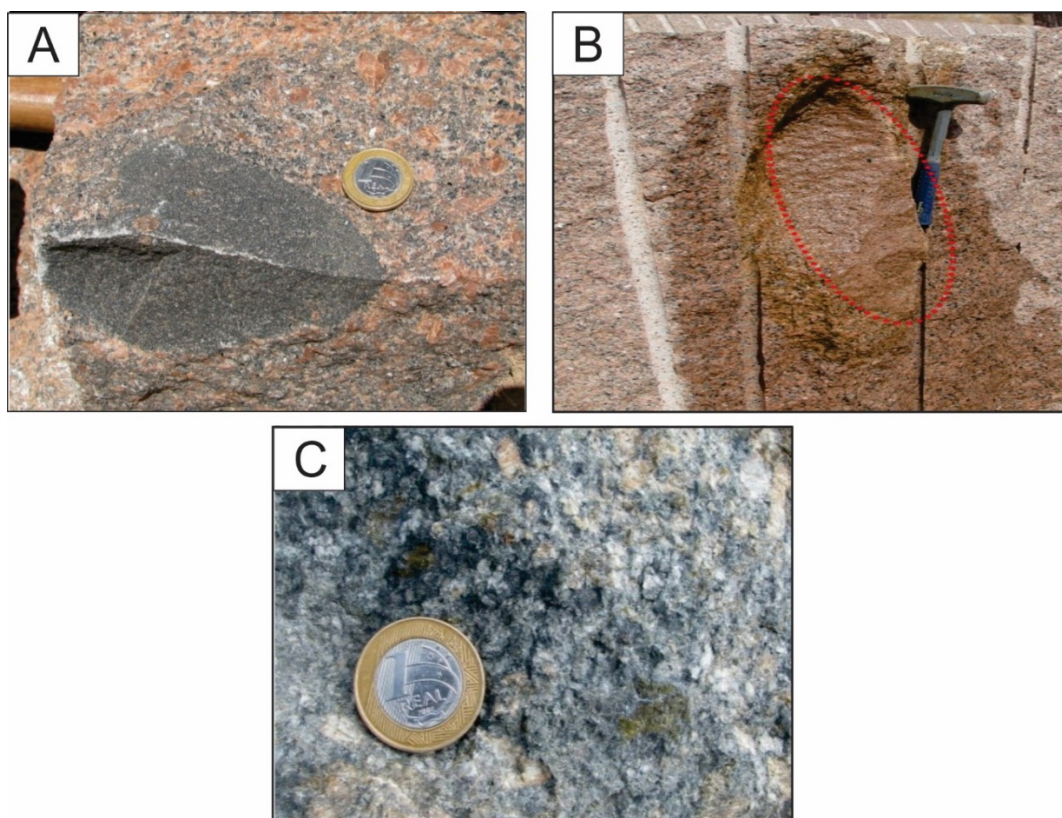
Na área de estudo as rochas podem ser caracterizadas predominantemente por fácies inequigranular e fácies equigranular, ambas apresentam composições

sienograníticas e podem variar de tonalidades róseas a acinzentadas.

As rochas dominantes são constituídas por sienogranitos vermelhos, inequigranulares, holo- a leucocráticas, anisotrópicas, marcados pela orientação dos fenocristais de feldspato potássico, devido a zonas de cisalhamento miloníticas e/ou cataclásticas nas regiões marginais do maciço. Apresentam granulação de média à grossa entre 0,2 cm a 1,5 cm a levemente porfiróide, com predominância de fenocristais de feldspato potássico que variam entre 0,5 e 4,5 cm de tamanho. Ainda podem apresentar biotita e raras hornblendas cloritizadas.

Feições geológicas localizadas são observadas como a presença de veios de quartzo e de material quartzo-feldspático pegmatóide ou aplítico, estruturas de *schlieren* definidas pela concentração de minerais máficos ou pela concentração de megacristais de feldspato potássico, zonas de mistura magmática definida pelo consumo de magmas mais ricos em máficos.

Os sienogranitos equigranulares róseos ocorrem localmente e apresentam coloração rósea a branco. Raramente ocorrem pequenos enclaves microgranulares e surmicáceos, além de xenólitos de granitos de composições e texturas distintas e de rochas variadas rochas metassedimentares, principalmente de rochas filitosas, além dos diques de diabásio tardios (Figuras 3.35 A a 3.35 C).

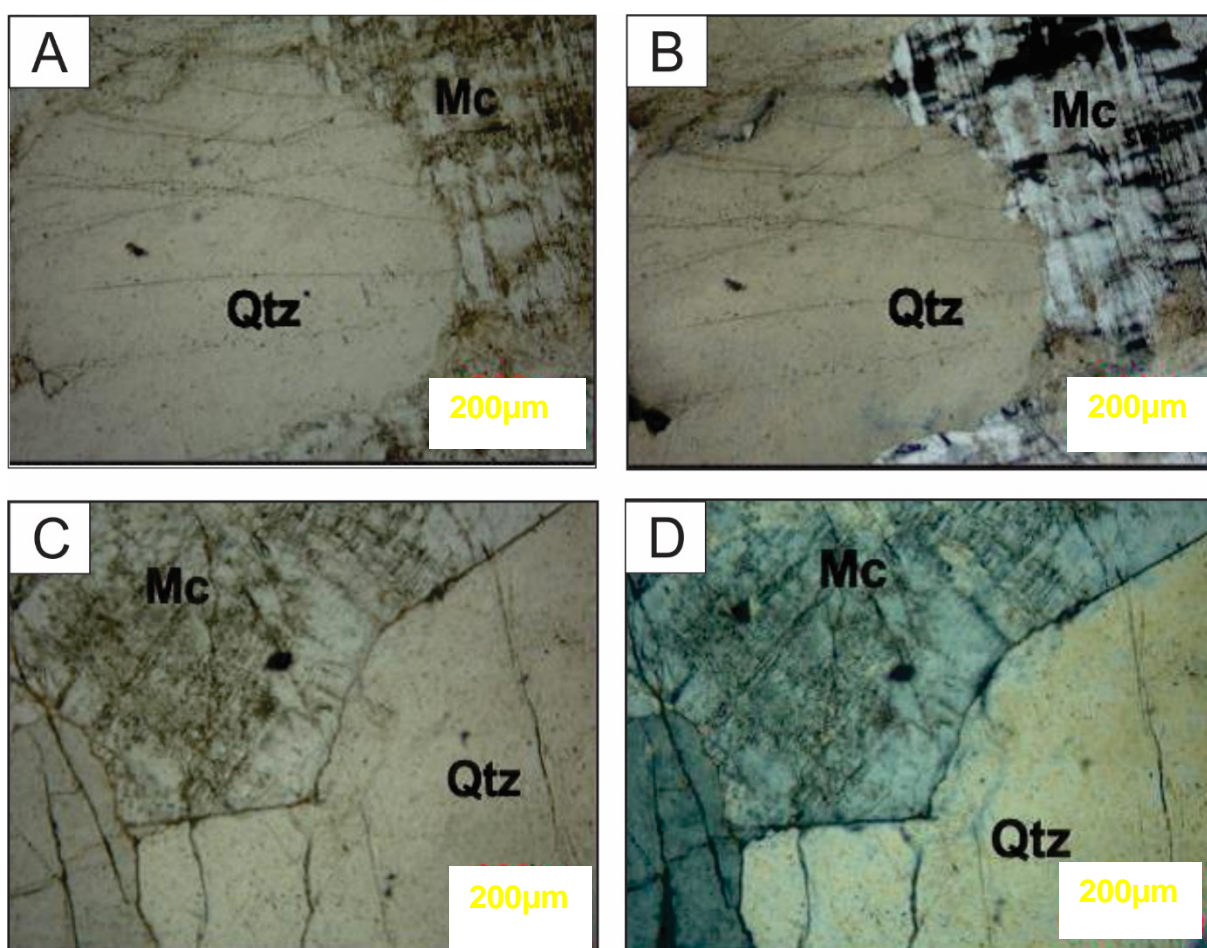


**Figuras 3.35** Fotografias. **A a C)** Xenólitos de granitos distintos do Granito Capão Bonito.

### 3.5.2 Descrição Microscópica

O granito do Granito Capão Bonito apresenta-se em sua maioria homogêneo nas lâminas. É uma rocha de cor vermelha definida pela dominância de microclínio, estrutura maciça isotrópica a levemente anisotrópica, marcado pela leve orientação preferencial dos agregados de quartzo lenticulares.

Exibe ainda, uma textura fanerítica com granulação que vai de média a grossa, marcadamente inequigranular, hipidiomórfica e estando representado nas figuras 3.36 A a 3.36 D.



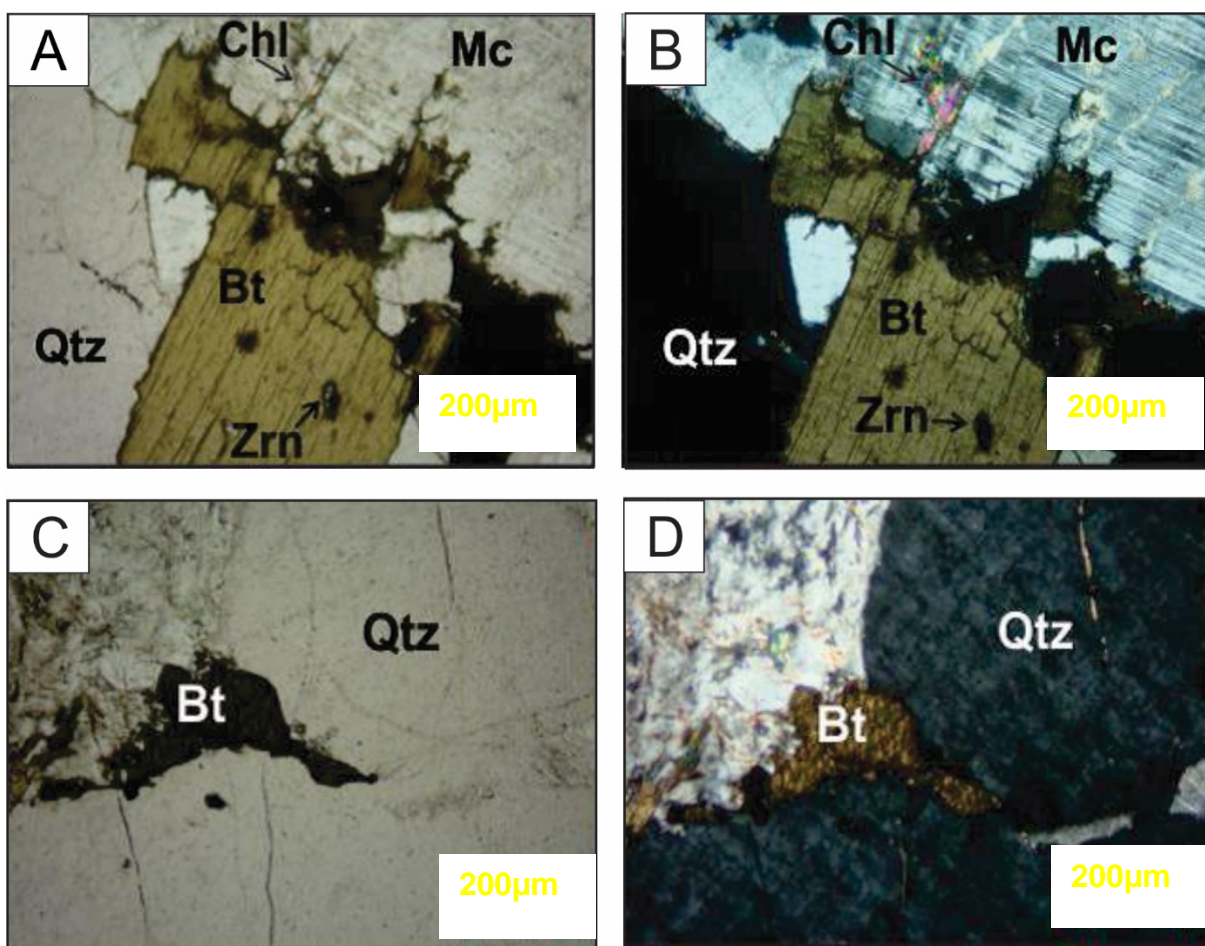
**Figuras 3.36** Fotomicrografias com nicóis cruzados A a D) Granito Capão Bonito. Qtz: quartzo Mc: microclínio.

A granulação varia de 0,2 cm a 4,0 cm, com predominância de cristais entre 0,5 e 1,5 cm. O mineral que detém os cristais de maiores dimensões é o microclínio, que responde por cerca de 40-45% do volume da rocha e se apresenta em suas formas subédrica.

O quartzo anedral intersticial com leve extinção ondulante apresenta formas irregulares alongadas e lenticulares e é responsável por cerca de 30-35% do volume da rocha. O plagioclásio (20-25%) está representado pelo oligoclásio, com geminação polissintética forma subédrica, localmente zonados, com núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas, vistas por processos de saussuritização.

Como acessórios, podem ocorrer minerais máficos como a biotita e a hornblenda em torno de 5-10% (Figuras 3.37 A a 3.37 D). A biotita ocorre como lamelas geralmente isoladas ou constituindo pequenos agregados irregularmente distribuídos pela lâmina.

Exibe porções fracamente cloritizadas. Pode-se verificar certa instabilidade, confirmada pela liberação de óxido de ferro caracterizado pela existência de minerais opacos secundários disseminados e concentrados ao longo de seus planos de clivagem. A hornblenda ocorre localmente com transformações parciais em biotita e clorita. Ainda podem ocorrer apatita, zircão e minerais opacos.



**Figuras 3.37** Fotomicrografias. **A a D)** Relações dos minerais máficos do Granito Capão Bonito Chl: clorita, Qtz: quartzo, Bt: biotita, Zrn: zircão, Mc: microclínio.

### 3.6 GRUPO ITARARÉ

O Grupo Itararé é encontrado especificamente no norte da área de estudo. Apresenta uma espessura de aproximadamente 100 a 150 metros e perfaz uma cobertura que faz contato discordante com litologias do Grupo Itaiacoca, Granito Três Córregos e Granito Capão Bonito.

Geomorfologicamente está presente em regiões mais suaves, com menores declividades em pontos relativamente altos do relevo. São arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos e conglomerados de clastos sustentados (Figura 3.38).

Esses arenitos acompanham os vales na direção NE-SW, onde mantêm a fisiografia original, indicando que esses resquílios da bacia acompanham as drenagens e, que é reflexo das antigas áreas isoladas depositadas nos paleovales.



**Figura 3.38** Fotografia de arenito de coloração creme com estratificação cruzada.

Encontram-se também arenitos mal selecionados (Figura 3.39) de coloração avermelhada com seixos milimétricos de quartzo subangulares com presença de vênulas discordantes de laterita, o que evidencia um resto de bacia.

A estrutura encontrada na maioria das vezes é maciça, mas foram vistas também estratificações plano-paralelas e cruzadas. Encontram-se também como dobras abertas, o que indica uma deformação atectônica.

Níveis de seixos com no máximo 2cm de diâmetro refletem um ambiente fluvial, e seixos facetados, com no máximo 8 cm, indicam uma erosão causada pelo avanço de geleira. Os seixos estavam inseridos na base da camada com estratificação cruzada do arenito, o que indica possivelmente um ambiente glacial de formação desta unidade.



**Figura 3.39** Fotografia de detalhe dos arenitos mal selecionados do Grupo Itararé, de coloração avermelhada, alterados e com clastos de tamanhos entre 0.5 a 2cm.

### 3.7 MAGMATISMO SERRA GERAL

#### 3.7.1 Descrição Macroscópica

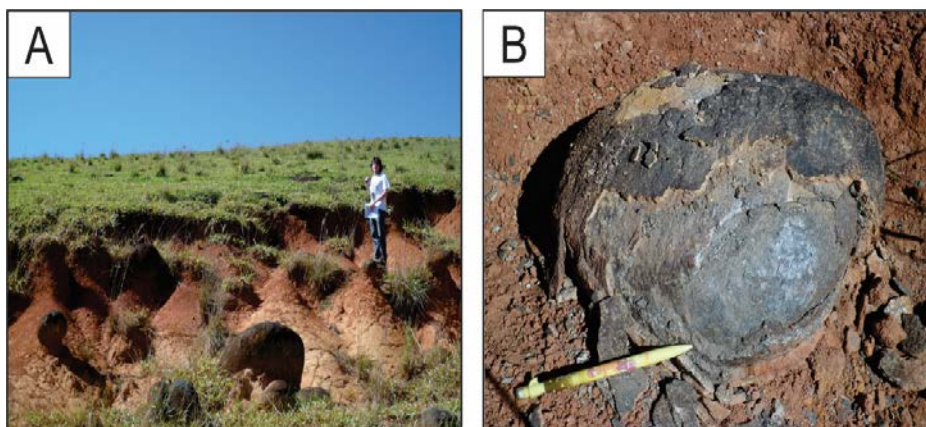
O diabásio ocorre normalmente como blocos, de dimensões centimétricas a métricas, sob a forma de diques. A direção destes corpos é exclusivamente NW/SE. Suas dimensões não excedem 900m de comprimento e 70m de largura. A depender do tamanho formam cristas bem delineadas.

Essas rochas básicas fazem referência aos eventos vulcânicos de natureza distensiva, quando da separação do paleo-continente Gondwana durante o Eocretáceo.

Algarte et al. (1986, 1972), considerando a alta incidência de diques na região, definiram uma estrutura linear, bastante extensa e profunda, denominada “Fissuramento de Guapiara”, responsável pela intrusão destes corpos.

As rochas básicas possuem coloração cinza-escuro, melanocráticas, são equigranulares (com poucos cristais médios de plagioclásio com até 1 mm), granulação fina; são holocristalinas, faneríticas e de textura intersticial. As rochas, quando frescas, são maciças e isotrópicas (Figuras 3.40 A e 3.40 B) e quando alteradas, apresentam esfoliação.

É um solo argiloso, de coloração vermelho forte com tons vermelho-tijolo a vermelho-amarronzado e com concentração superficial de magnetita (Figura 3.41).



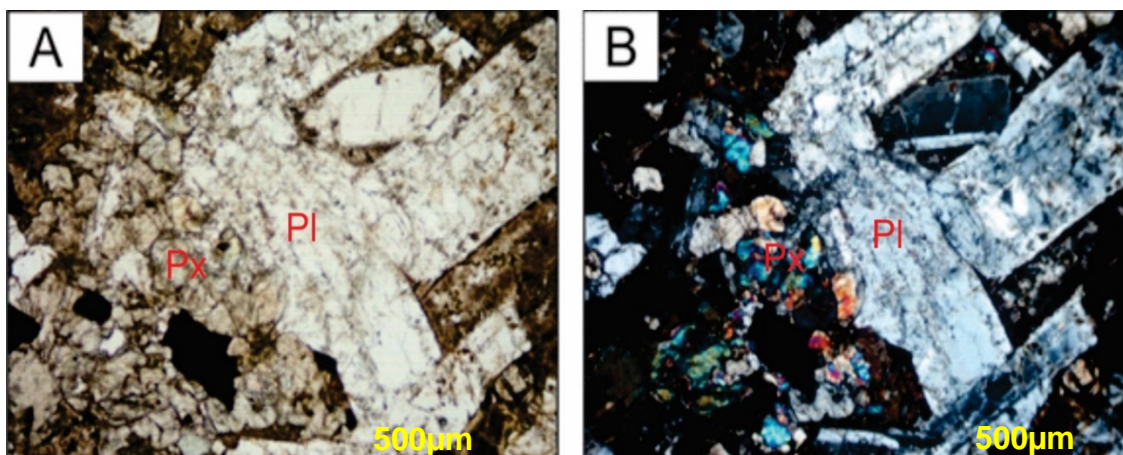
**Figuras 3.40** Fotografia de diabásio: **A)** Blocos de tamanhos diversos; **B)** Bloco afanítico com foliação esférica.



**Figura 3.41** Fotografia de diabásio quando alterado, apresentando esfoliação esférica. Os processos de pedogênese de tais rochas básicas geram um solo argiloso, de coloração vermelho forte com tons vermelho-tijolo a vermelho-amarronzado.

### 3.7.2 Descrição Microscópica

A rocha exibe uma “malha” fechada de labradorita cujos interstícios são ocupados por cristais ferro-magnesianos e minerais opacos, o que caracteriza a textura “dolerítica” (Figuras 3.42 A e 3.42 B)



**Figuras 3.42** Fotomicrografias de diabásio. **A)** Aspecto geral da lâmina, onde predominam a labradorita e augita; **B)** Nicóis cruzados. Pl: plagioclásio, Px: piroxênio.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio/andesina, com um volume de aproximadamente 50% da rocha. Ocorre com hábito tabular, subédrico e apresenta geminação polissintética. Boa parte encontra-se em processo de saussuritização, alterados preferencialmente em direção da geminação.

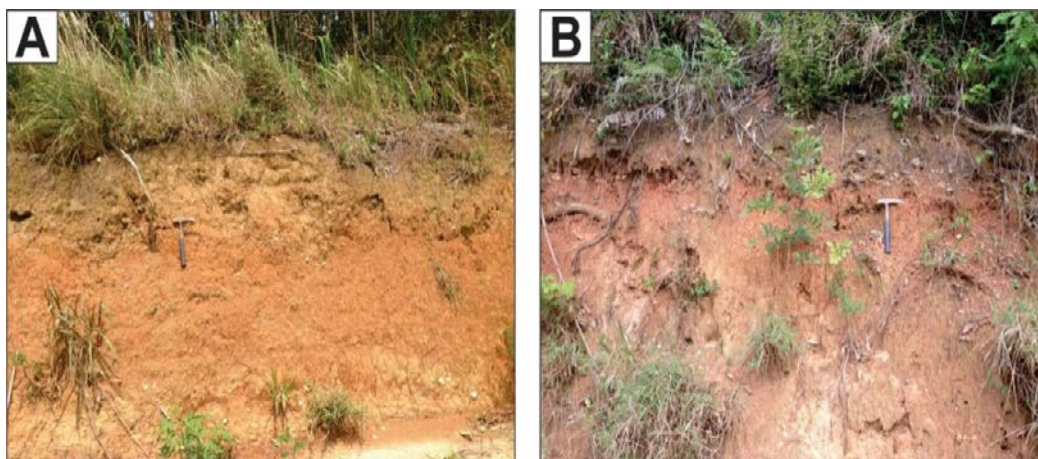
O piroxênio apresenta hábito prismático, subédrico e perfaz cerca de 45% da rocha; os cristais encontram-se sem alguma direção aparente, no interior da malha de plagioclásio. São clinopiroxênios (augita) de coloração amarronzada.

Os minerais opacos perfazem cerca de 6% da rocha, e encontram-se dispersos de forma não ordenada. Como acessórios ocorrem traços de biotita e apatita.

### 3.8 COBERTURA SEDIMENTAR

Os sedimentos colúvio-aluviais são referíveis do neocenozóico (Quaternário) e apresentam-se, pois, inconsolidados (Figuras 3.43 A e 3.43 B). Os depósitos ocorrem, principalmente, ao longo dos principais rios onde formam expressivos bancos de areia inconsolidadas de variada granulometria; depósitos aluviais menores são também observáveis ao longo do leito dos rios afluentes de menores expressões, além de níveis de conglomeráticos.

Os terraços, devido à ação das águas fluviais, exibem estruturas sedimentares como estratificações cruzadas planares de baixo ângulo e tangenciais sendo estas assintóticas na base. De modo amplo, associado ao sopé das encostas, especialmente aquelas de maior declividade, nota-se a presença de depósitos coluvionares, providos das porções topográficas de cotas mais altas.



**Figuras 3.43** Fotografias. **A e B)** Coberturas coluvionares representativas da região.

## CAPÍTULO 4

### 4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área apresenta grande complexidade estrutural e tectônica: falhas de cavalgamento separam domínios litoestratigráficos próprios; estas por sua vez estão cortadas por expressivas falhas transcorrentes destrais. As estruturas principais denotam predominância de caráter dúctil para a deformação da área em estudo.

As rochas pré-cambrianas aflorantes estão estruturadas a partir de zonas de cavalgamento, cuja direção é aproximadamente NE, balizando grandes pacotes litológicos mais antigos (a SE) a cavalgar sequências cada vez mais jovens (a NW), em um complexo sistema de lascas tectônicas empurradas uma sobre as outras. Tais lascas possuem estratigrafia própria e podem ser constituídas por um ou mais tipos litológicos.

Tal quadro é complicado por um expressivo falhamento direcional, que justapõe três grandes domínios de idades distintas, denominados I, II e III (Figura 4.1). Tais domínios, contudo, exibem um padrão estrutural semelhante.

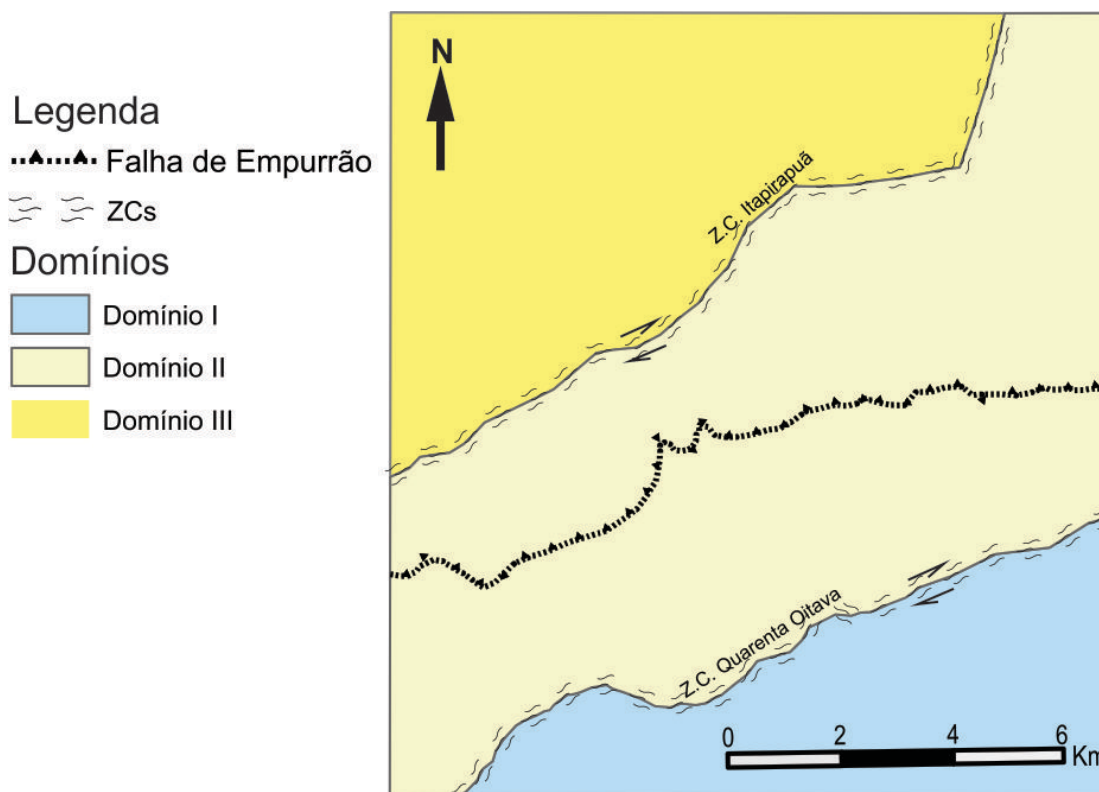
O domínio I, representado pelos metassedimentos da Formação Água Clara, o domínio II, composto pelos metassedimentos do Grupo Votuverava e granitoides do Granito Três Córregos e do Granito Capão Bonito e o domínio III, constituído pelos metassedimentos do Grupo Itaiacoca (Figura 4.1).

Diversas categorias de estruturas foram reconhecidas em campo (xistosidade, clivagem ardosiana, acamamento sedimentar, juntas, falhas, foliação milonítica, lineação mineral, eixo de dobras e planos axiais), além de figuras de interferência (superposição de dobramentos).

Em geral, foram descritas  $S_0$  como as estruturas reliquias e interpretadas quatro foliações principais, nomeadas como  $S_n$ ,  $S_{n+1}$ ,  $S_{n+2}$  e  $S_{n+3}$ , que serão melhor discutidas a seguir. Estas foliações foram geradas por quatro fases de deformação,

com esses eventos deformacionais também responsáveis pela gênese de dobras de dimensões quilométricas a microscópicas.

Feições estruturais microscópicas descritas em lâmina delgada auxiliaram e corroboraram com os dados obtidos em campo e tratados posteriormente.



**Figura 4.1** Domínios da área mapeada.

#### 4.1 DOMÍNIO I

O domínio I é correspondente aos metassedimentos da Formação Água Clara, que afloram a sul das áreas de estudo. Visto que esta unidade é composta majoritariamente por metassedimentos, e secundariamente por lentes de metabásicas e metacalcários, de forma geral, as distintas foliações são evidentes neste domínio.

A principal foliação deste domínio é  $S_{n+2}$ , de orientação preferencial NE/SW, com altos ângulos de mergulho. Quando presente, esta foliação oblitera as demais.

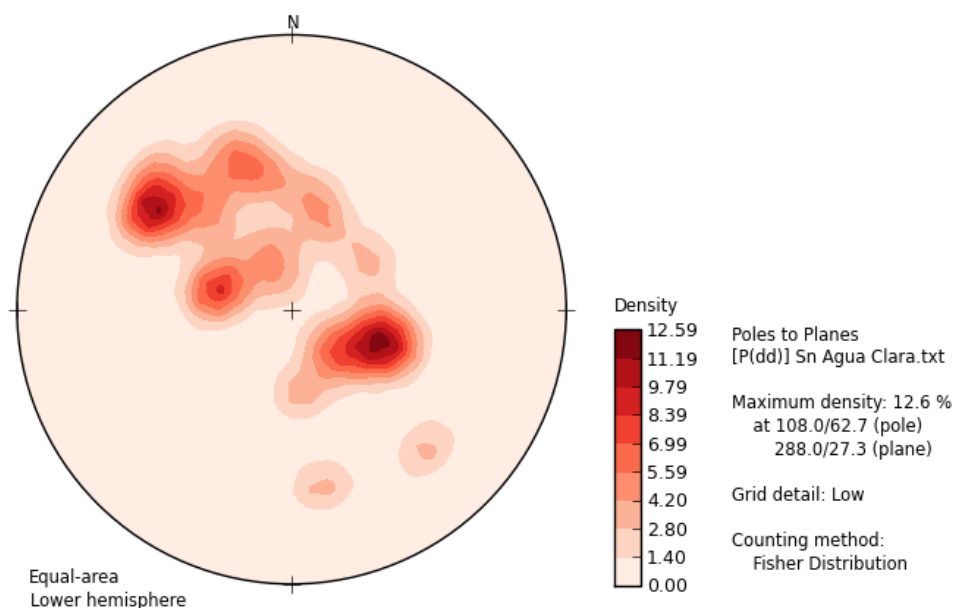
O contato entre as unidades acima citadas é marcado fortemente por um trend NE/SW, reflexo da forte influência da foliação  $S_{n+2}$  sobre elas. Inclusive, o empilhamento estratigráfico foi melhor compreendido considerando estes contatos tectônicos e sua relação com a foliação  $S_{n+2}$ .

Na área de estudo devido à intensa sobreposição de fases deformacionais, e aos litotipos encontrados os quais apresentam em sua maioria aspecto friável, não foram encontradas atitudes referentes ao bandamento composicional da rocha  $S_0$ .

#### 4.1.1 Evento $D_n$

Nos metassedimentos da Formação Água Clara, é possível reconhecer a foliação marcada pelas intercalações entre lentes e camadas calcárias e filíticas, que indicam sucessão de ambientes químicos e detríticos.

A direção preferencial é aproximadamente N18E, com mergulho de 27°, com a maioria das medidas tomadas com caimento para NW (Figura 4.2).



**Figura 4.2** Estereograma de foliações  $S_n$  com 28 medidas.

Entretanto, as foliações sugerem caimento tanto pra NW quanto para SE, em um padrão de guirlanda, coerente com a interpretação de grandes estruturas sinclinais e anticlinais geradas durante o evento  $D_{n+2}$ , que tende a paralelizar os registros de fases anteriores segundo a direção NE-SW. A maior frequência do caimento NW é explicada pelo adensamento de medidas nos pacotes transicionais entre filitos e carbonatos.

Os sericita e clorita filitos apresentam foliação bem marcada por cristais de mica bem desenvolvidos. Esta feição evidencia a presença de um evento

deformacional  $D_n$  que orientou o crescimento dos cristais de mica a partir da matriz da rocha original e concentrou-os em finas lâminas paralelas a  $S_0$ .

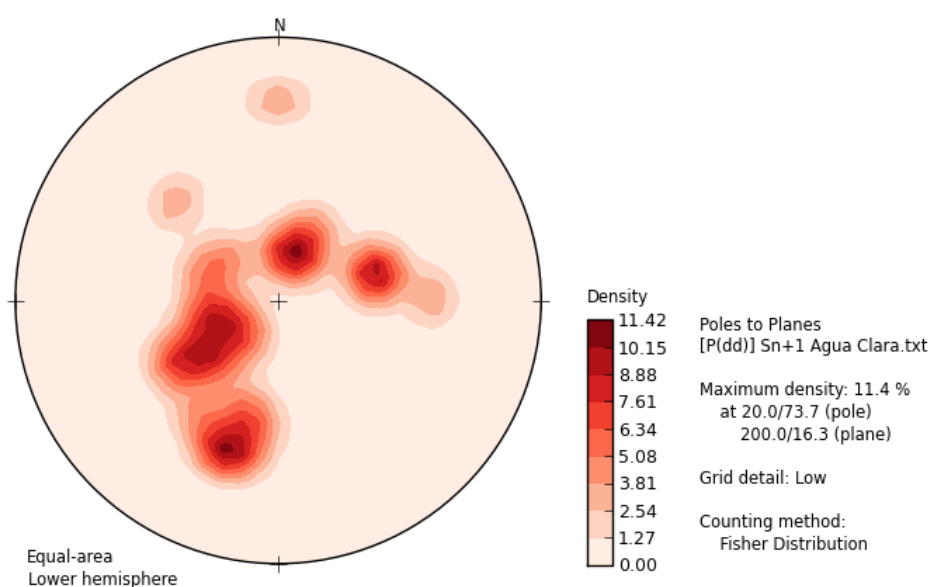
A textura lepdoblástica destas rochas em lâmina delgada favorece a observação de planos de foliação transpostos por evento posterior a geração de  $S_n$ , e o mesmo encontra-se preservado predominantemente no *micróliton*.

Em pacote carbonático foi observado, em concordância com o bandamento composicional, a presença de clorita e sericita com orientação incipiente, embora a granulação dos cristais de mica seja fina.

#### 4.1.2 Evento $D_{n+1}$

A área de estudo apresenta uma foliação  $S_{n+1}$  bem marcada por planos desenvolvidos de micas, discordante de  $S_n$ , correlacionada com um evento deformacional  $D_{n+1}$ , de natureza dúctil, responsável pela crenulação encontrada nos filitos quartzosos e sericíticos. Nos metacalcários, é mascarada pela diferença de competência desta litologia em relação às demais.

Predominantemente nos pacotes metassedimentares detríticos, nota-se a presença de uma foliação  $S_{n+1}$ , com direção preferencial N70W/16SW dos planos de foliação e mergulhos de baixo ângulo tanto para NE, quanto para SW (Figura 4.3).



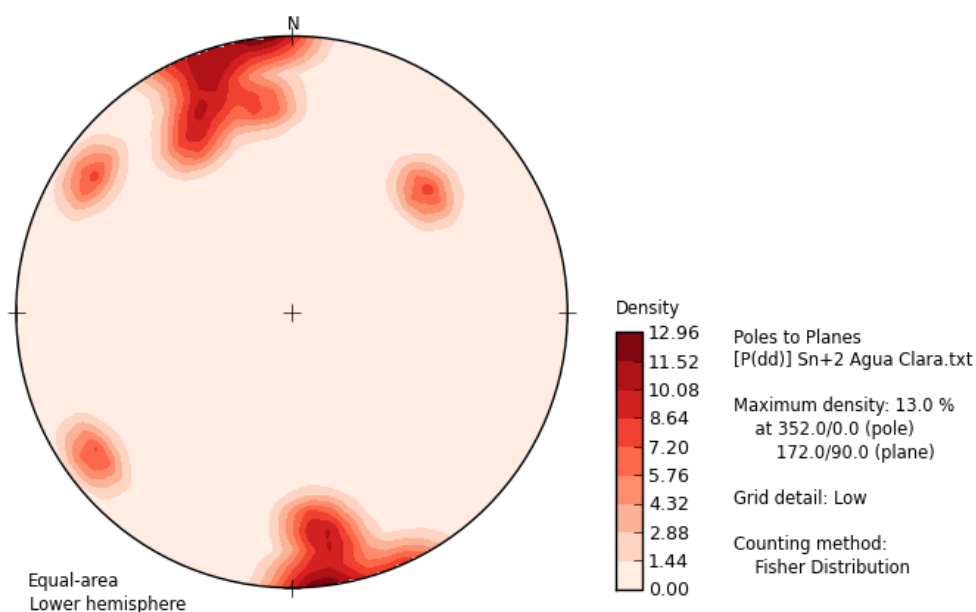
**Figura 4.3** Estereograma das foliações  $S_{n+1}$  com 25 foliações.

Sua ocorrência é descrita a partir da presença de crenulação contida na foliação  $S_n$ , com foliação plano axial  $S_{n+1}$ . A grande variação no ângulo de mergulho e na direção das medidas de  $S_{n+1}$  pode ser explicada por eventos deformacionais posteriores, que geraram as grandes anticlinais e sinclinais interpretadas na área, com eixo NE-SW.

Em lâmina, é possível visualizar a transposição da foliação  $S_n$ , com o plano de foliação  $S_{n+1}$  gerado corresponde ao plano axial da crenulação pertencente ao evento  $D_{n+1}$ . Este evento pode então ser entendido como pertencente à mesma fase do evento  $D_n$ .

#### 4.1.3 Evento $D_{n+2}$

De forma generalizada, ocorre nos pacotes metassedimentares um padrão de foliação subvertical, com direção preferencial NE-SW, que tende a se paralelizar às direções dos planos  $S_0$  e  $S_n$ . Possui alto ângulo de mergulho e apresenta direção de N82E/vert, em concordância com o paralelismo do acamamento/bandamento composicional (Figura 4.4).



**Figura 4.4** Estereograma com foliações relativas ao evento  $D_{n+2}$  com 44 medidas.

Associada a foliação  $S_{n+2}$  está um evento deformacional  $D_{n+2}$ , responsável pela formação de grandes dobras, com o plano  $S_{n+2}$  correspondente ao plano axial

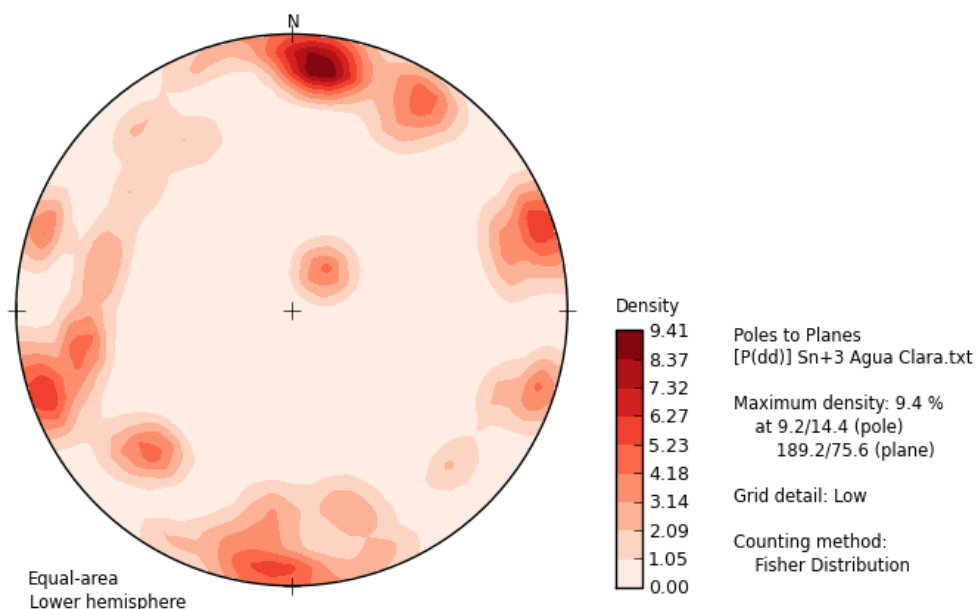
das mesmas e eixo de direção NW/SE subhorizontal.

A esta fase também está associada a formação de *boudins* nas lentes metacalcários e dobras redobradas. As dobras geradas nesse evento são fechadas ou apertadas, com amplitude variável de acordo com a competência das camadas dobradas.

Nos filitos e calciossilicatadas, apresentam amplitude milimétrica a até 2 metros, enquanto nos pacotes essencialmente carbonáticos encontram-se dobras microscópicas a até decamétricas.

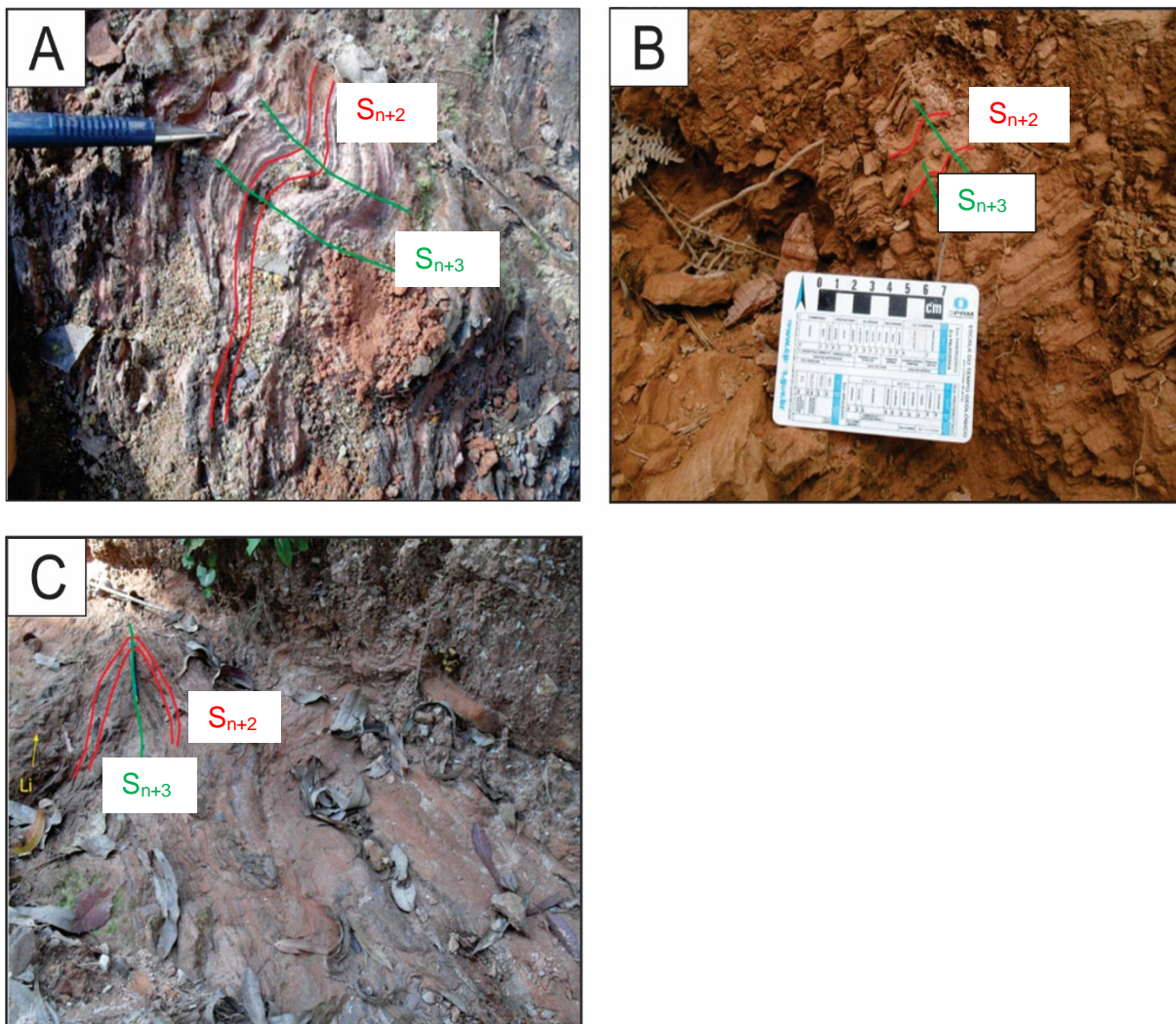
#### 4.1.4 Evento $D_{n+3}$

A última fase deformacional  $D_{n+3}$  reconhecida na área foi responsável pelo dobramento da foliação  $S_{n+2}$ , e pela consequente geração da foliação  $S_{n+3}$  (Figura 4.5).



**Figura 4.5** Estereograma com medidas  $S_{n+3}$  com 37 medidas.

A intersecção entre as foliações  $S_{n+2}$  e  $S_{n+3}$  gerou uma lineação denominada de  $L_{n+3}$  (Figuras 4.6 A e 4.6 B) e dobras centimétricas, fechadas, assimétricas, com eixo de dobra com caimento de NE/SW subvertical. A foliação  $S_{n+3}$  tem orientação preferencial de direção N80W/75SW, com mergulhos de alto ângulo, tanto para NE, quanto para SW (Figuras 4.6 C).



**Figuras 4.6 A e B)** Evento  $D_{n+3}$  dobra a foliação  $S_{n+2}$ , com geração de foliação  $S_{n+3}$  em filito e **C)** Evento  $D_{n+3}$  dobra a foliação  $S_{n+2}$ , com geração de foliação  $S_{n+3}$ , com  $L_{n+3}$  em evidência, em filito.

#### 4.2 DOMÍNIO II

Este domínio, aflorante no centro da área de estudo, compreende as unidades metassedimentares do Grupo Votuverava e os granitoides do Granito Três Córregos e do Granito Capão Bonito. Visto que estas unidades são compostas majoritariamente por metassedimentos, e secundariamente por lentes de metabásicas.

A principal foliação deste domínio é  $S_n$  nos granitóides, com orientação preferencial NE/SW e baixos ângulos de mergulho, devido à presença de uma falha de empurrão no centro do Domínio, e  $S_{n+2}$  nos metassedimentos, de direção preferencial NE/SW e altos ângulos de mergulho, em função da influência das Zonas

de Cisalhamento Itapirapuã e Quarenta Oitava.

O contato entre as unidades acima citadas é marcado fortemente por um trend NE/SW, reflexo da forte influência da foliação  $S_{n+2}$ .

Todavia, as demais foliações também são descritas neste domínio. Apesar de ser uma área em que predominam metassedimentos, ou seja, que se espera a ocorrência de um bandamento composicional evidente, devido à similaridade entre a direção (NW/SE) e baixo ângulo de mergulho, apresentou-se dificultosa a tarefa de distinguir as foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$ , desta forma tratadas em conjunto neste mesmo domínio.

Na área de estudo devido à intensa sobreposição de fases deformacionais, e aos litotipos encontrados os quais apresentam em sua maioria aspecto friável, não foram encontradas atitudes referentes ao bandamento composicional da rocha  $S_0$ .

#### 4.2.1 Evento $D_n$ e $D_{n+1}$

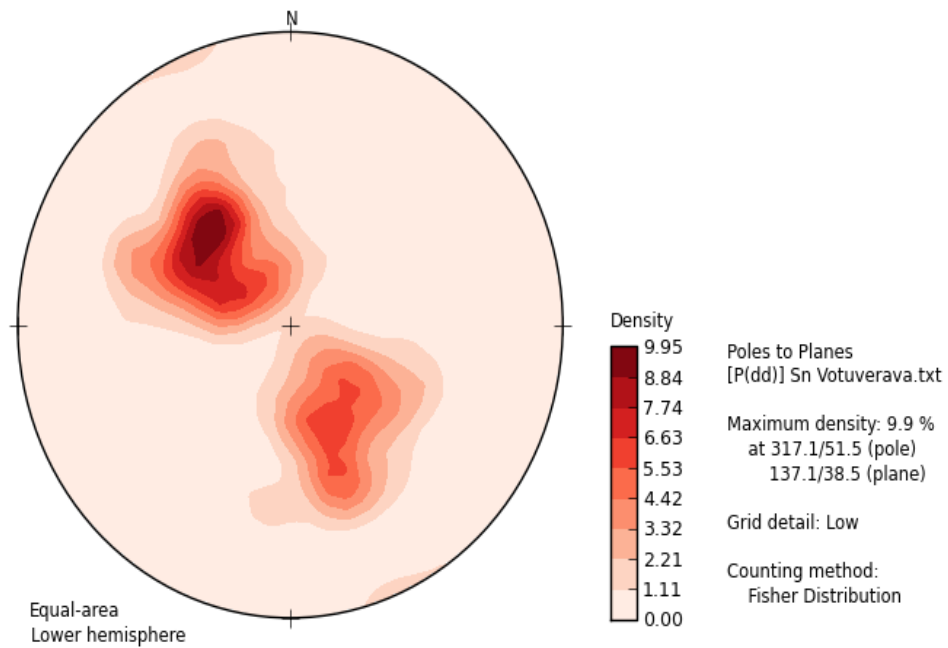
A deformação  $D_n$  é um evento deformacional progressivo que compreende a principal etapa deformacional que afetou a região Central da Faixa da Ribeira. Esta deformação está relacionada ao período sin-colisional e deu origem a dobras isoclinais a recumbentes e foliação plano-axial  $S_n$  de atitude preferencial NE/SW, paralela a  $S_0$ .

Na etapa de campo, as estruturas geradas por  $D_n$  reconhecidas foram foliações, dobras e zonas de empurrão de baixo ângulo. Já a foliação  $S_{n+1}$  foi de difícil reconhecimento na área, localmente como plano axial de algumas dobras  $D_n$ .

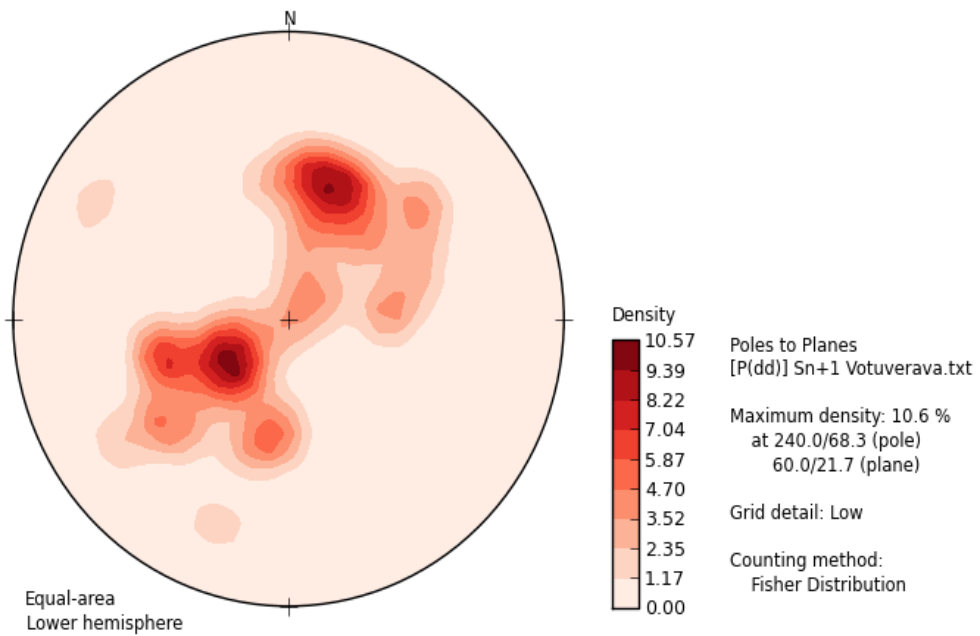
A foliação  $S_n$  observada na área estudada apresenta atitude de N48E/38SE, ou seja, são foliações com trend NW-SE e de baixo ângulo (Figura 4.7). Já a foliação  $S_{n+1}$  tem direção N30W/21NE (Figura 4.8).

Estas foliações são marcadas principalmente pelas orientações preferenciais de minerais micáceos ou de minerais prismáticos (actinolita-tremolita), localmente crenulada (Figura 4.9 A e 4.9 B), ou mesmo em dobras de dimensões decimétricas (Figura 4.10).

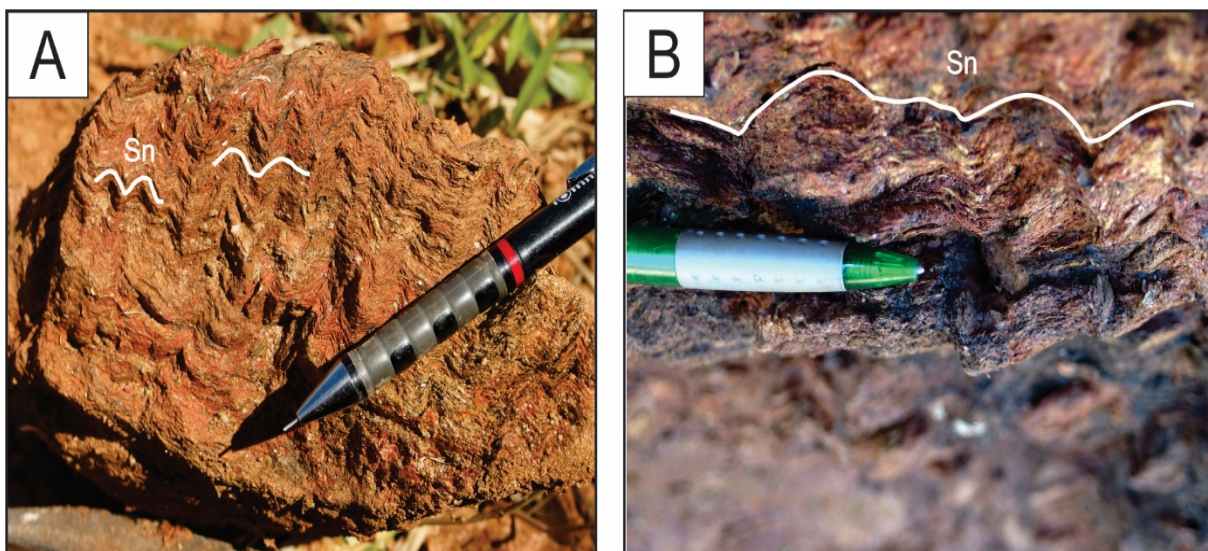
Em lâmina não foi observado a foliação  $S_n$  original, e sim como uma foliação crenulada devido a imposição de deformações mais novas sobre ela (Figura 4.11 A e 4.11 B).



**Figura 4.7** Estereogramas da foliação  $S_n$  com 106 medidas.



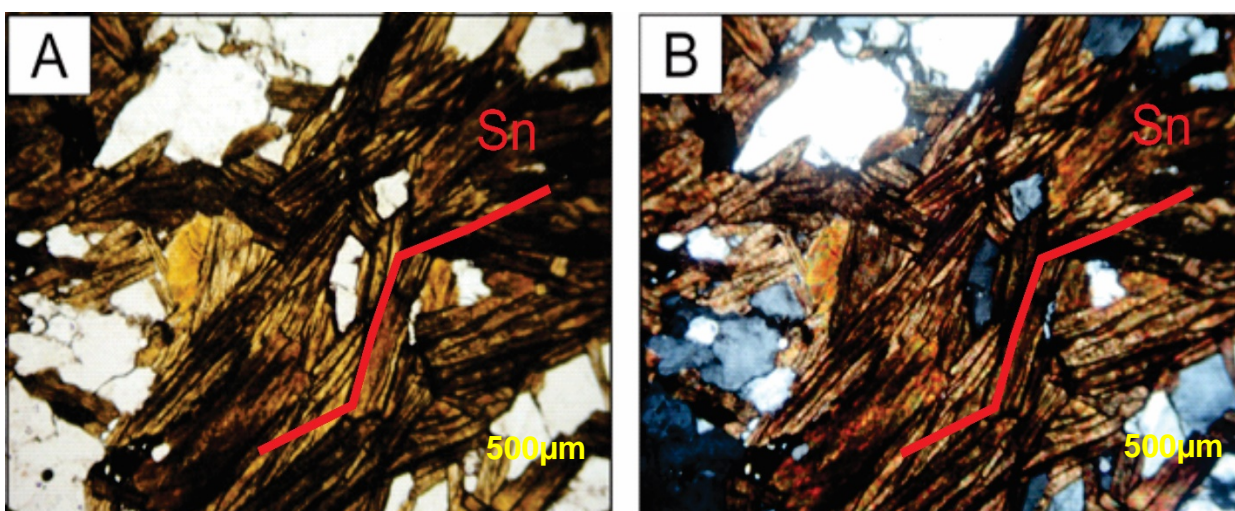
**Figura 4.8:** Estereogramas da foliação  $S_{n+1}$  com 73 medidas.



Figuras 4.9 Foliação  $S_n$  crenulada no evento  $D_{n+2}$ .



Figura 4.10 Foliação  $S_n$  dobrada pelo evento  $D_{n+2}$ .



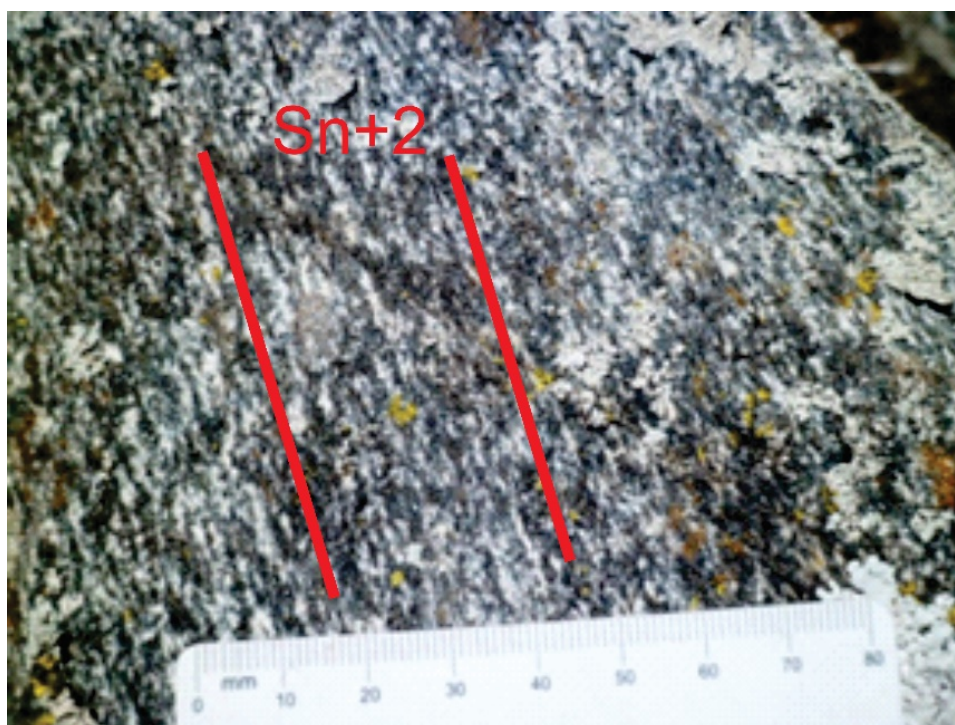
Figuras 4.11 A) Foliação  $S_n$  crenulada pelo evento  $D_{n+2}$ ; B) Nicóis cruzado.

#### 4.2.2 Evento $D_{n+2}$

O evento  $D_{n+2}$  está associado com sistemas transcorrentes tarde-colisionais, e que geraram foliações de alto ângulo, orientadas segundo NE/SW, e dobramentos mais abertos, com eixos normalmente subhorizontais NE/SW e planos axiais subverticalizados.

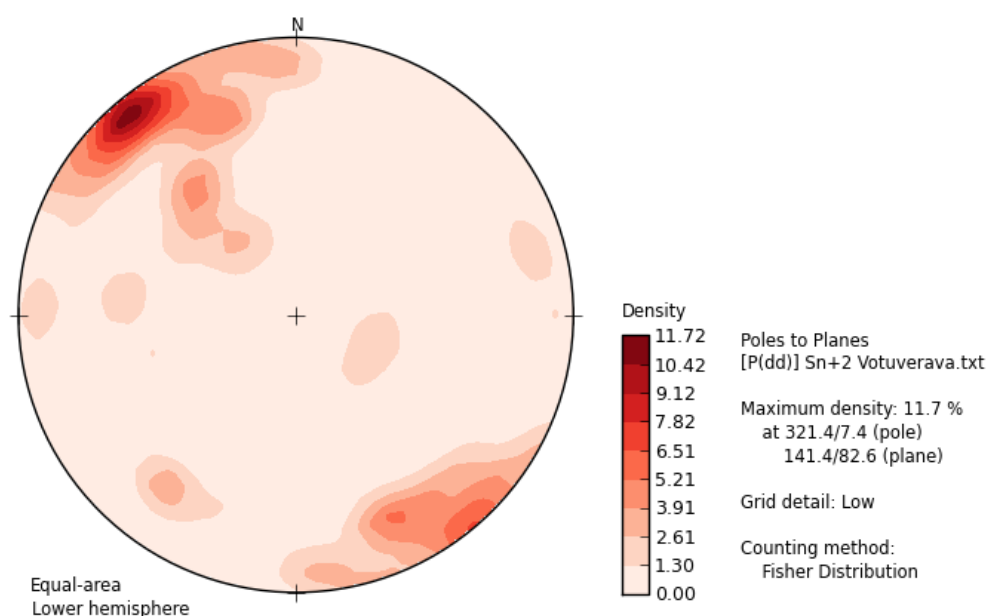
Este evento deformacional é o mais marcante do domínio nos metassedimentos, e é o responsável pelas grandes feições morfológicas orientadas fortemente em um trend NE/SW. Os contatos entre as diferentes unidades do domínio II, orientados segundo este *trend* principal, são reflexos do evento  $D_{n+2}$ .

Em campo as evidências para a interpretação deste evento foram principalmente rochas milonitizadas, na maioria dos casos melhor marcadas por anfibolitos (Figura 4.12), mas também se encontrou evidências de milonitização em metabásicas e em granitos aplíticos.



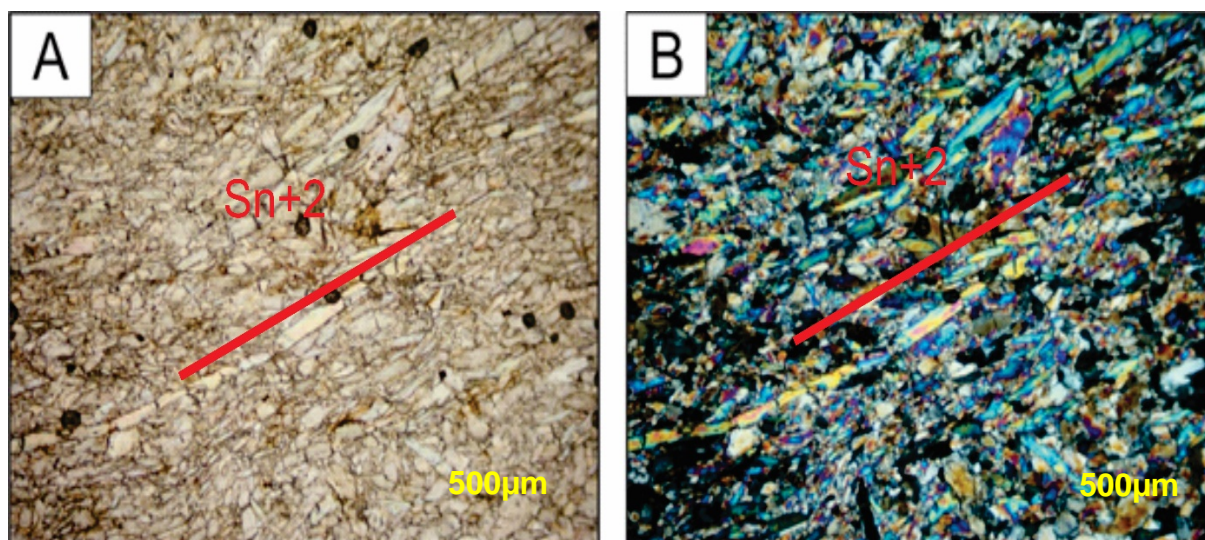
**Figura 4.12** Anfibolito milonitizado.

A foliação  $S_{n+2}$  é a mais marcante na área e quando ela ocorre normalmente oblitera as foliações pretéritas. No domínio, esta foliação possui atitude média de N50E/83SE (Figura 4.13).



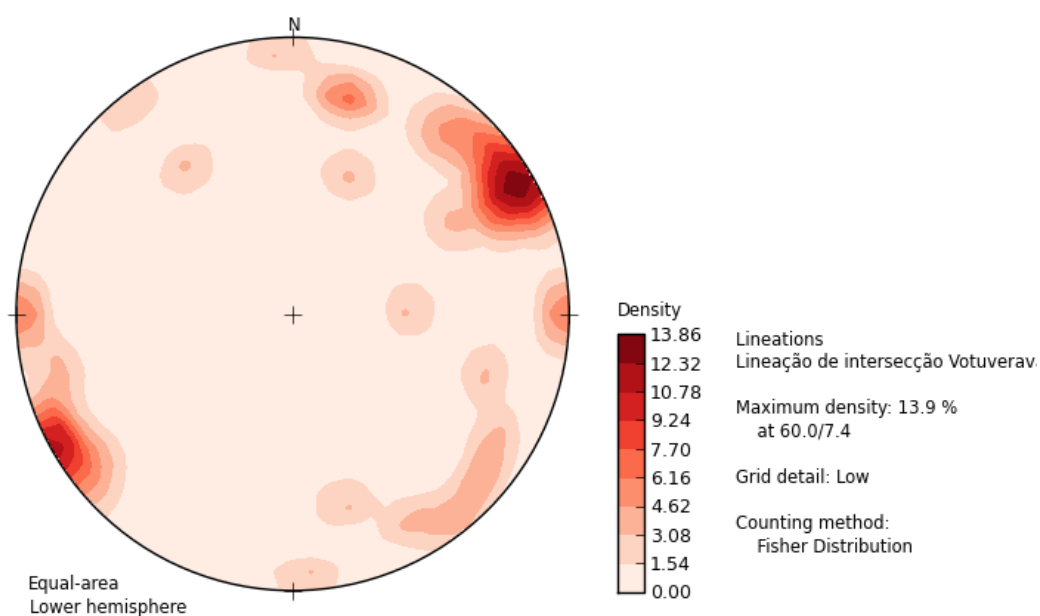
**Figura 4.13** Estereograma da foliação  $S_{n+2}$  com 80 medidas.

A foliação  $S_{n+2}$  é marcada por bandamento composicional tectônico, com bandas mais ricas em micas nos quartzitos, e pela orientação preferencial de minerais micáceos ou prismáticos (Figura 4.14).



**Figuras 4.14:** A) Foliação marcada por cristais prismáticos; B) Nicóis cruzado.

Em muitos casos a foliação  $S_{n+2}$  apresenta-se crenulada. Estas crenulações e dobras são indicativas da deformação posterior que a foliação  $S_{n+2}$  sofreu, e elas geraram lineações de crenulação do tipo estiramento (Figura 4.15) e (Figura 4.16).

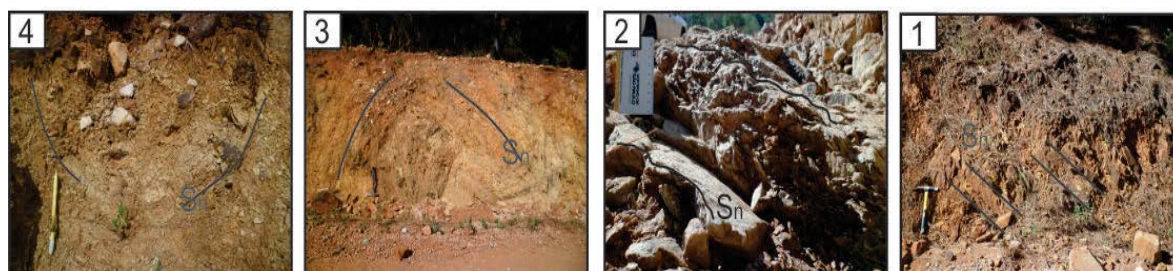
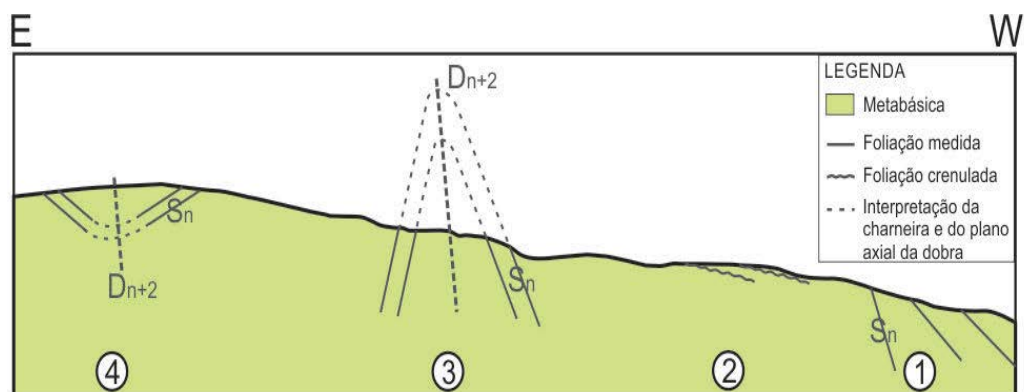


**Figura 4.15** Estereograma das lineações de estiramento com 30 medidas.



**Figura 4.16** Lineação de crenulação do tipo intersecção entre  $S_n/S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$ .

Também são descritas dobras cilíndricas abertas com plano axial N60E/75SE, marcadas pela foliação  $S_n$  (Figura 4.17). Estas dobras, de dimensões decimétricas, são semelhantes e comparáveis com os dobramentos de grande escala da Serra do Cantagalo, ou seja, é uma feição de pequena dimensão que pode representar as grandes feições geradas pela deformação  $D_{n+2}$ .



**Figuras 4.17** Perfil do evento  $D_{n+2}$ , que dobra foliação  $S_n$ .

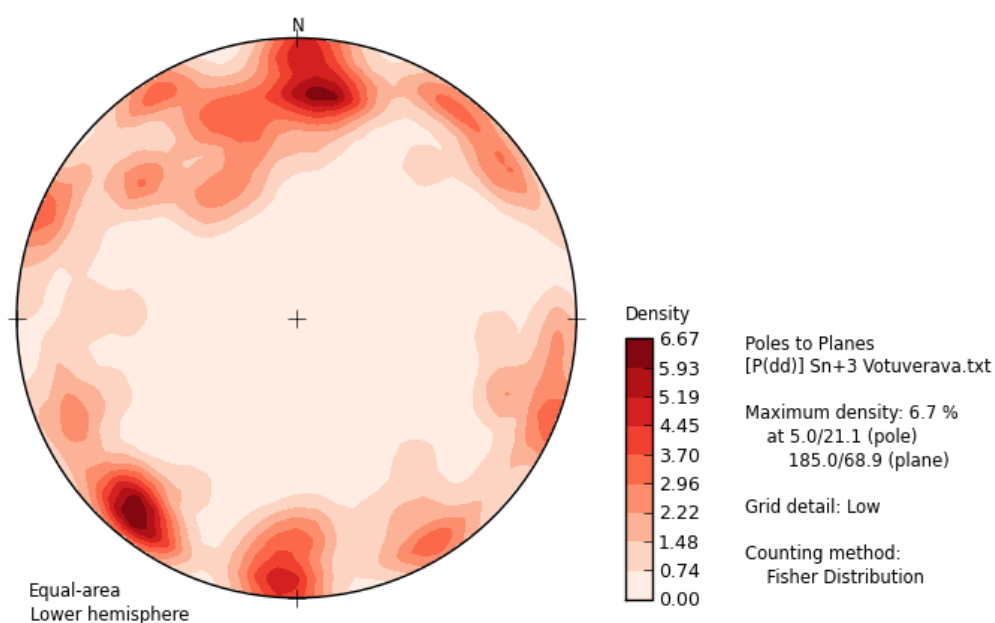
#### 4.2.3. Evento $D_{n+3}$

O evento  $D_{n+3}$  está correlacionado com o evento  $D_{n+2}$ , ou seja, sistemas transcorrentes tarde-colisionais e que geraram foliações de alto ângulo, com a diferença de estarem orientadas segundo NW/SE, e dobramentos abertos, com eixos normalmente subhorizontais NW/SE e planos axiais subverticalizados.

Este evento foi o responsável pela formação da dobra quilométrica da Serra do Cantagalo. Esta dobra  $D_{n+3}$  é marcada pelo dobramento da foliação  $S_{n+2}$ , e seu plano axial é sub-vertical com direção N55W (Vide Anexo I).

As demais unidades pertencentes ao domínio II também ocorrem como faixas de trend NE/SW, mas dobradas com plano axial da dobra NW/SE. Assim como na Serra do Cantagalo, estas dobras são respostas da deformação  $D_{n+3}$ , que se superpõe as deformações pretéritas.

A deformação  $D_{n+3}$  em alguns pontos crenula a foliação  $S_{n+2}$ ,  $S_{n+1}$  e  $S_n$ , o que gera dobras decimétricas a métricas, e normalmente não gera foliações. Em alguns pontos, é possível observar foliações de direção média N85W/69SW (Figura 4.18), marcada pela orientação de minerais micáceos. Esta foliação  $S_{n+3}$  é paralela ao plano axial das dobras e crenulações geradas por  $D_{n+3}$ .



**Figura 4.18** Estereograma da foliação  $S_{n+3}$  com 42 medidas.

### 4.3 Domínio III

O domínio III é correspondente aos metassedimentos do Grupo Itaiacoca, que aflora a oeste da área de estudo. Diferente dos outros domínios, o Grupo Itaiacoca especificamente é o único onde se é possível encontrar atitudes referentes ao bandamento composicional da rocha  $S_0$ . Além dessa foliação, todas as outras acima citadas também foram verificadas e medidas.

#### 4.3.1 Estruturas Primárias

O domínio III é passível de reconhecimento várias estruturas sedimentares primárias, pouco obliteradas pela ação da tectônica que afetou tais rochas.

O acamamento reliquiar pretérito é definido principalmente pela alternância de litotipos, feição comum nos conjuntos de rochas metassedimentares. Por exemplo, resulta pela intercalação de quartzitos e quartzitos micáceos, observa-se porções mais monótonas, ricas em quartzitos, e outras com uma certa ritmicidade entre termos mais ou menos micáceos. Os filitos sericíticos exibem o bandamento composicional marcado pela intercalação entre camadas submilimétricas a milimétricas de grãos de quartzo e outras com cristais de sericita. Ainda nesse

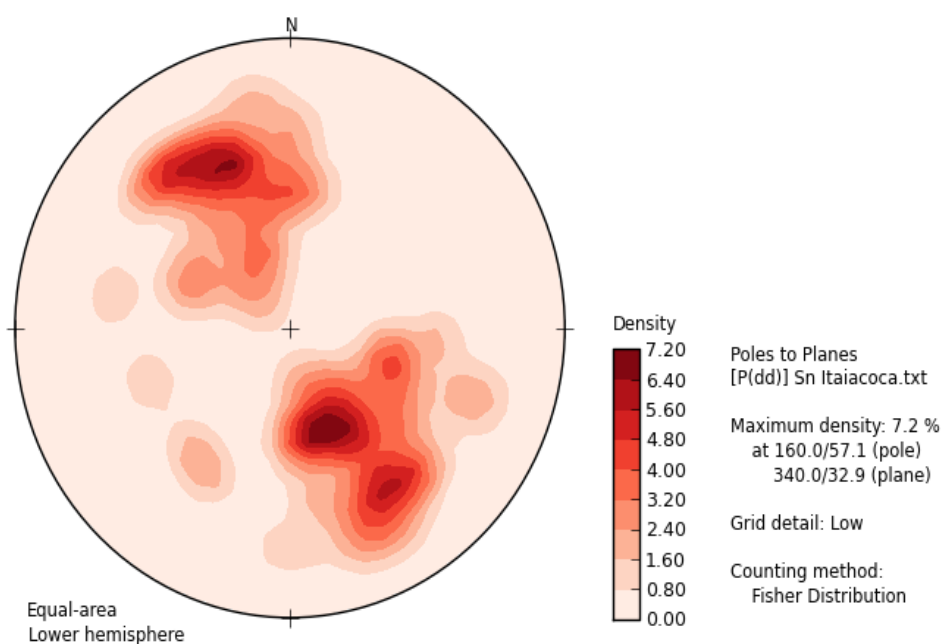
pacote, os metarritmitos exibem esse bandamento da mesma forma que os filitos e também em maior escala pela intercalação de camadas até métricas mais ricas em quartzo com outras mais ricas em sericita.

#### 4.3.2 Evento $D_n$

O bandamento composicional  $S_n$  é marcado por bandas de composições granulométricas diferentes (a exemplo dos metarcóseos e metarenitos), por leitos com texturas distintas (porções granoblásticas e porções lepidoblásticas) e alternâncias de coloração nos tipos mais finos.

Pode-se observar diversas gradações de leitos mais micáceos e outros mais puros em quartzo, o que define bandamentos composicionais, portanto, a foliação  $S_n$ .

Este bandamento pode ser marcado por bandas paralelas e alternadas de cores e/ou composições mineralógicas ou texturas (granoblásticas, lepidoblásticas) diferentes. A foliação  $S_n$  possui dois máximos de concentração a atitude  $N70E/33NW$  e  $N70E/33SE$  (Figura 4.19). O estereograma apresenta padrão de guirlanda, com eixo com caimento na direção NE/SW, subhorizontal.



**Figura 4.19** Estereograma de foliação  $S_n$  com 60 medidas.

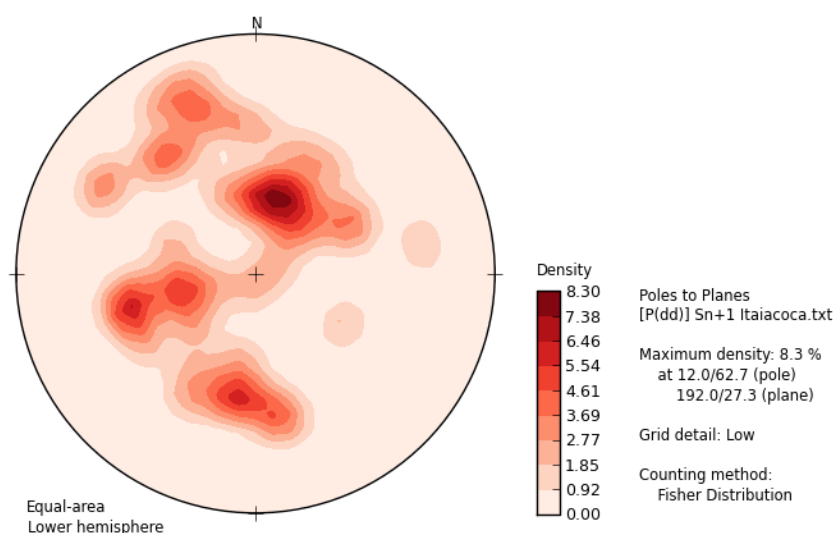
### 4.3.3 Evento $D_{n+1}$

Os conjuntos de rochas tectonizadas exibem um estilo deformacional de natureza dúctil para esta fase de deformação. A foliação principal, denominada  $S_{n+1}$ , é marcada, com disposição em paralelismo com acamamento e o bandamento composicional. Ela se relaciona ao evento de deformação principal da área, tido por  $D_{n+1}$ . Possui mudanças frequentes das atitudes, devido a eventos posteriores.

A clivagem ardosiana  $S_{n+1}$  é a feição planar de maior destaque. Penetrativa em todo o conjunto litológico, é configurada por micas, cristais achatados ou agregados isorientados de quartzo, cristais prismáticos de anfibólios.

Tem disposição geral paralelizada ao acamamento e ao bandamento composicional (é raro aparecer seccionando o bandamento segundo ângulos variados, sempre com inclinação maior).

Os traços (*trends*) desta foliação apresentam distorções, o que tende a marcar a superfície a ser dobrada no evento deformacional seguinte. O mecanismo que originou a foliação  $S_{n+1}$  nas litologias com textura lepidoblástica é relativamente simples: trata-se da orientação planar/rotação de minerais placóides em resposta a deformação. Sob o microscópio, a foliação  $S_{n+1}$  nos termos mais ricos em quartzo (metarenitos e metarcóseos) é definida pelos cristais granoblásticos de quartzo achatados que definem a orientação preferencial paralelamente a orientação da matriz clorítica-sericítica. A foliação  $S_{n+1}$  possui como máximo de concentração a atitude N75W/27SW (Figura 4.20).

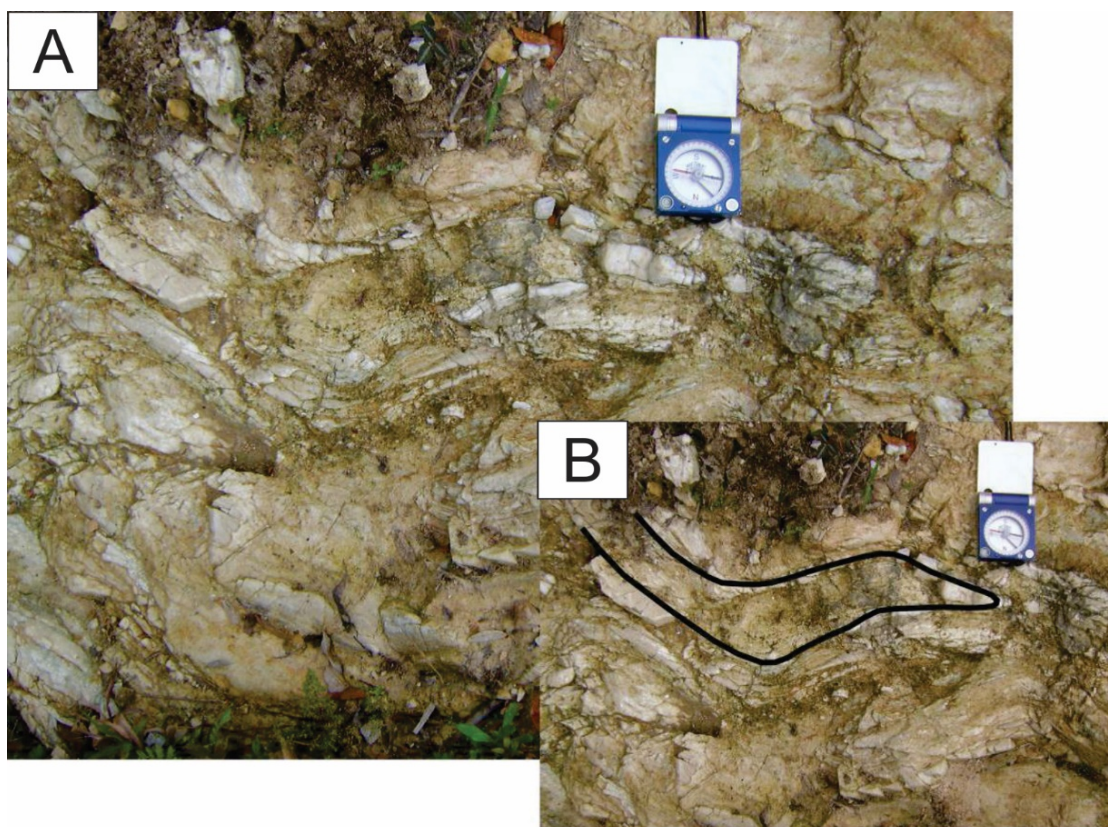


**Figura 4.20** Estereograma de foliação  $S_{n+1}$  com 45 medidas.

A lineação principal acha-se por sobre os planos da foliação  $S_{n+1}$ , dada pela orientação paralela de minerais. É reconhecida também lineação de estiramento, definida por cristais estirados na forma de “feixes” monominerálicos de quartzo, micas, anfibólios, etc. A lineação mineral é definida pelo arranjo linear paralelo/subparalelo de minerais prismáticos (como, por exemplo, turmalina detríticas nos metarcóseos e metarenitos) ou por orientação preferencial de agregados monominerálicos de quartzo usualmente estirados.

As lineações mineral e de estiramento são paralelas (NE/SW sub-horizontal) e apresentam mudanças constantes de atitudes, pois estão afetadas por evento deformacional posterior. Este fato nos impede de tecer uma discussão acerca do elipsoide deformacional para este evento tectônico.

A deformação  $D_{n+1}$ , provavelmente em regime tectônico compressivo, gerou dobramentos  $F_{n+1}$  com estilos de dobras apertadas a isoclinais (ângulo interflancos de  $0^\circ$  a  $30^\circ$ ), recumbentes, assimétricos. O eixo destas dobras (NE/SW), assim como seus planos axiais são predominantemente horizontais a subhorizontais. (Figuras 4.21).



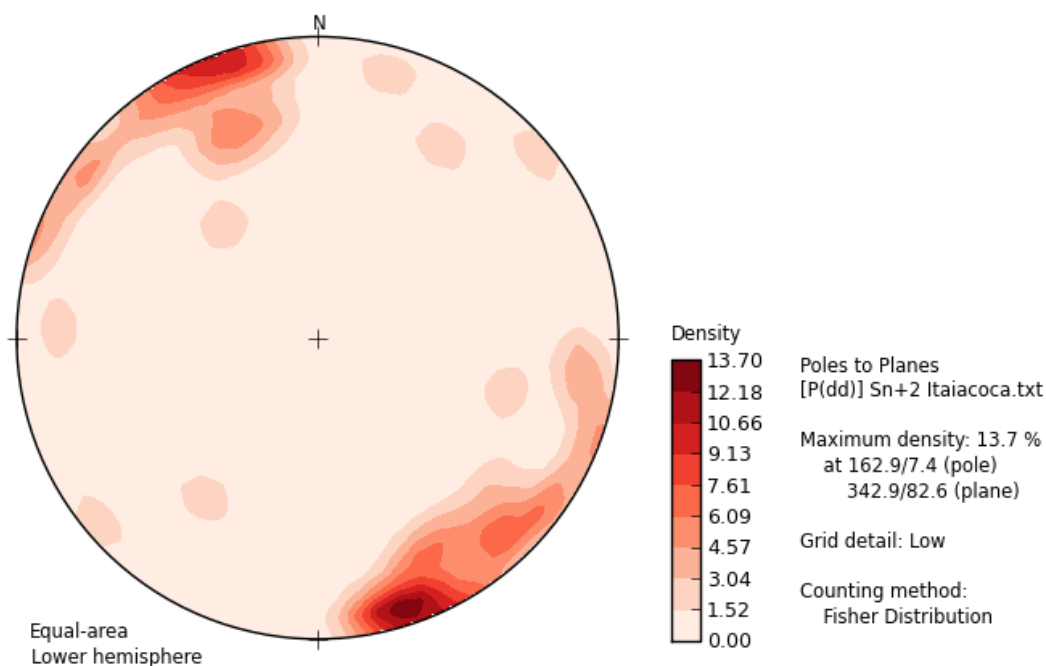
**Figuras 4.21 A e B** Dobra  $F_{n+1}$  isoclinal, recumbente em quartzito puro da Serra do Capote. Estas dobras recumbentes  $F_{n+1}$  estão redobradas em evento deformacional posterior  $D_{n+2}$ .

#### 4.3.4 Evento $D_{n+2}$

A fase deformacional  $D_{n+2}$ , também de natureza dúctil, parece relacionar-se com a zona de cisalhamento transcorrente. Aventa-se para esta fase um modelo de transpressão, com regimes dúcteis direcionais com movimentação dextral.

Seus efeitos mais marcantes são o desenvolvimento de feições planares pervasivas em todos os metassedimentos, isto é, o desenvolvimento de uma foliação, tida por  $S_{n+2}$ , de direção NE com alto ângulo de mergulho e a geração de dobras abertas a fechadas (com ângulo interflancos entre  $20^\circ$  e  $80^\circ$ ) de  $S_{n+1}$ .

Esta fase imprime nas rochas uma foliação de alto ângulo de mergulho com direção N72E/83NW (Figura 4.22) e dobras com eixo NE/SW subhorizontal.



**Figura 4.22** Estereograma de foliações  $S_{n+2}$  com 65 medidas.

Esta nova foliação é paralela ao plano-axial das dobras  $F_{n+2}$ , estas desenhadas pelas foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$  anteriores.

A foliação  $S_{n+2}$  é do tipo xistosidade contínua ou espaçada (com rearranjo de prismas de anfibólios ou rotação de filossilicatos ou redirecionamento de agregados minerais granulares). É penetrativa em todo o conjunto metavulcanossedimentar, porém em certas localidades não está impressa, há apenas a foliação  $S_n$  dobrada sem o desenvolvimento de nova foliação  $S_{n+2}$ .

No evento  $D_{n+2}$  para as rochas de textura lepidoblástica, os filossilicatos tenderam a reorientar-se e/ou recrystalizar-se segundo o plano cristalográfico {001} (geração do plano da foliação  $S_{n+2}$ , o que faz com que a foliação  $S_{n+1}$  pré-existente fosse mascarada ou até mesmo destruída completamente).

Já para as rochas desprovidas de minerais placóides (ou mesmo prismáticos) o mecanismo de geração de  $S_{n+2}$  é mais complexo, apenas relevado à luz do microscópio petrográfico.

A exemplo dos metarenitos, a foliação é formada pela contribuição de mudança de forma dos grãos detríticos por transferência de soluções (*stress* induzido) combinada pela mudança de forma por deformação cristaloplástica; o resultado disto é a ocorrência de clastos detríticos de quartzo recrystalizados, com forte extinção ondulante, deformação lamelar e recuperação (alguns grãos estão fortemente fragmentados).

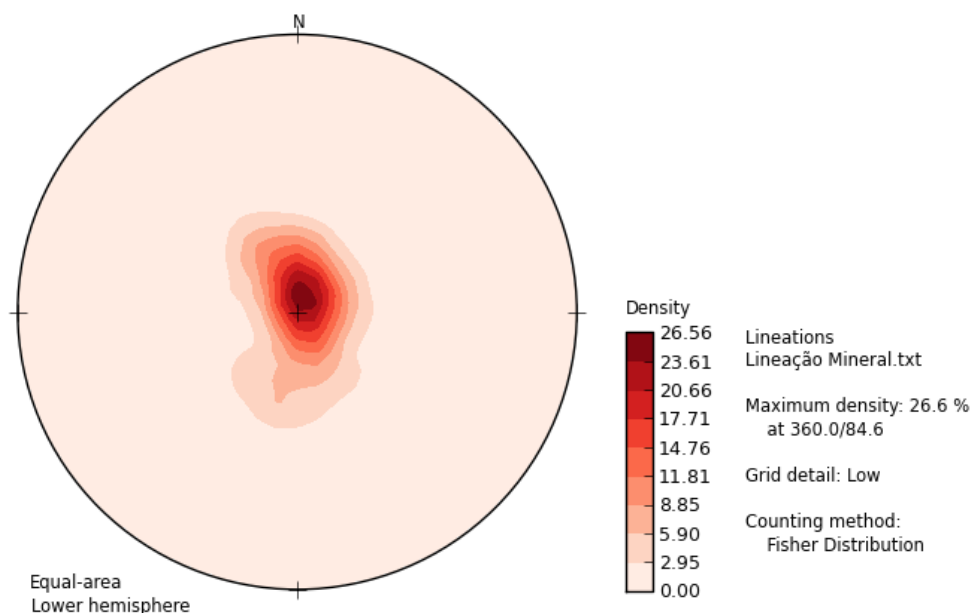
A deformação cristaloplástica, através de mecanismo de deformação lamelar, gera “aspectos de microclínio” aos cristais de quartzo, isto é, “geminção” em grade mal definida.

Convenciona-se que a foliação secundária de uma área afetada por tectonismo representa o plano “xy” do elipsoide de deformação. Consideremos então, que a foliação está paralelizada ao plano “xy”, portanto, tal plano ocorre na área verticalizado com *strike* NE (máximo de concentração próximo a N70E).

A lineação é outro tipo de estrutura observada nestas rochas. Possui caráter penetrativo nas litologias deformadas, do tipo mineral (definida pela orientação preferencial de grãos inequigranulares de quartzo) ou por agregados de quartzo fortemente estirados que ao microscópio revelam “cordões” contínuos, fortemente alinhados.

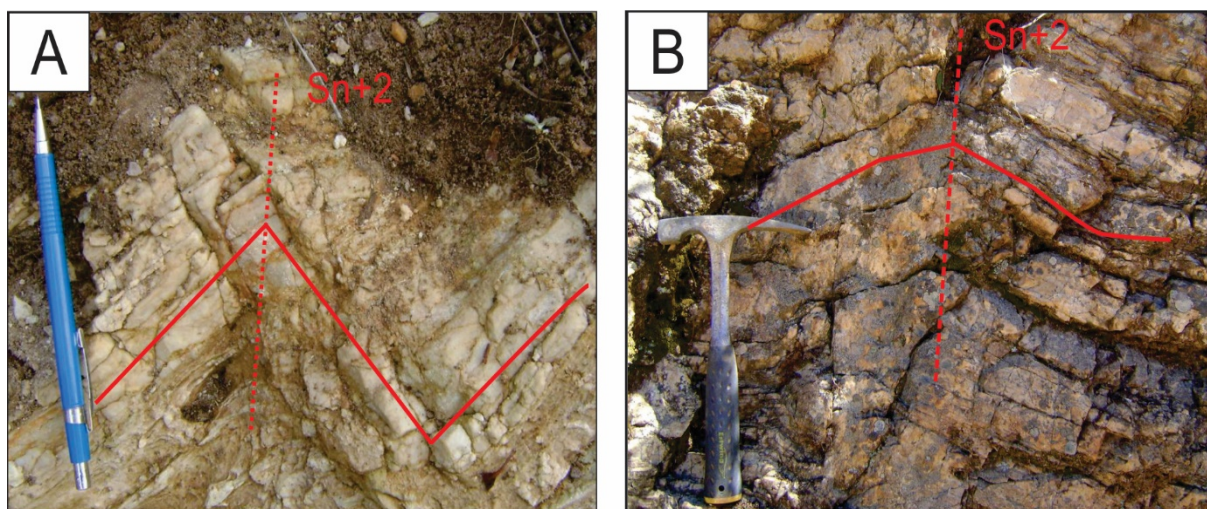
A lineação mineral é paralela a de estiramento e possui atitude preferencial EW/subvertical (Figura 4.23). Pode-se assumir que a lineação é paralela à direção de maior estiramento e representa o eixo “x” do elipsoide deformacional, e posiciona-se praticamente na horizontal com direção N-S.

A fase  $D_{n+2}$  é a responsável pela macroestruturação da área mapeada.



**Figura 4.23** Estereograma das lineações  $L_{n+2}$  de estiramento com 31 medidas.

Este evento gerou-se dobras  $F_{n+2}$  com estilos abertos a fechados (com ângulo interflancos de até  $100^\circ$ ) e planos axiais verticalizados com direção NE; são dobras cilíndricas, com os flancos normais, isópacas ou concêntricas e também anisópacas (supratênuas e de achatamento) (Figura 4.24).



**Figuras 4.24** **A)** Dobras fechadas em quartzito. **B)** Dobra aberta. Estas duas dobras foram geradas no mesmo evento deformacional  $D_{n+2}$ , que apresenta diferentes ângulos interflancos, porém com planos axiais NE e linhas de charneiras subhorizontais coincidentes.

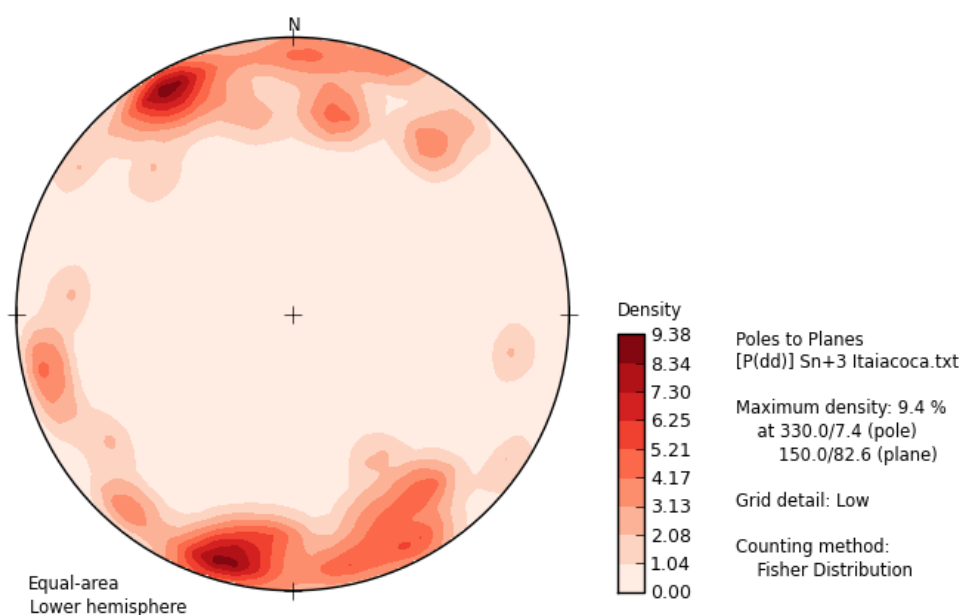
#### 4.3.5 Evento $D_{n+3}$

A quarta fase deformacional, denominada  $D_{n+3}$  é representada por uma

“ondulação/crenulação” da superfície planar  $S_{n+2}$ . Gerou-se, portanto, pequenas dobras (“crenulações”) fechadas a abertas com plano-axial vertical com direção NW. Incorre, portanto, superposição às dobras  $F_{n+2}$ , e ocasiona ondulações de seus eixos.

Os eixos de dobras  $F_{n+3}$  possuem caimentos de alto ângulo (até  $90^\circ$ ) para NW. Tais elementos lineares não se mostram deformados: aparentemente não são observadas distorções e/ou perturbações na linha de charneira destas dobras, o que sugere ser a fase  $D_{n+3}$  o último evento tectônico criptozoico da área.

O máximo de concentração para esses elementos, para o Domínio III é N60E/83SE (Figura 4.25).



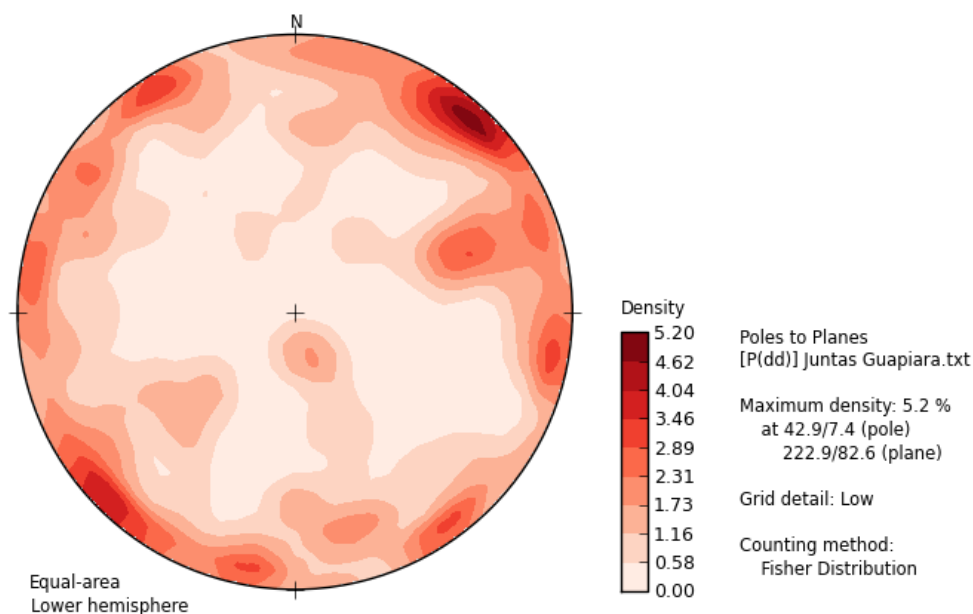
**Figura 4.25:** Estereograma de foliação  $S_{n+3}$  com 17 medidas.

#### 4.4 JUNTAS

No diagrama das juntas (Figura 4.26) nota-se a formação de ao menos dois máximos de concentração para os planos destas discontinuidades. O máximo de maior concentração corresponde ao plano N45W/80NE e o segundo máximo em concentração corresponde ao plano N45W/80SW.

Para estas diaclases são considerados todos os litotipos (magmatitos e metamorfitos). Tais diaclases foram caracterizadas quanto à qualidade da superfície da descontinuidade, na maioria dos casos lisa e poucas vezes áspera; a geometria

das superfícies é plana, raramente curvilinear; o espaçamento da família principal, bem como das demais famílias, possui uma distância média de 0,1 a 1,5m; a abertura das juntas é mili- a centimétrica, onde há percolação de água em tais descontinuidades com frequentes alterações das paredes (geração de argilominerais supérgenos), fato recorrente nos litotipos ígneos, porém nos quartzitos a abertura é muito cerrada e não se observa tais alterações.



**Figura 4.26** Estereograma de juntas de toda a área mapeada com 273 medidas.

#### 4.5 FALHA DE EMPURRÃO

A Falha de empurrão é a principal característica distintiva do Domínio II, mapeada e delimitada no centro do mesmo, como o contato entre as rochas granitoides do Granito Três Córregos e os metassedimentos do Grupo Votuverava.

A falha é marcada por foliações de baixo ângulo, relacionadas aos eventos  $D_n$  e  $D_{n+1}$ , com direções preferencias NE/SW com mergulhos de até 30° para NW. A direção do empurrão é NW, o que corrobora as idades atribuídas aos metassedimentos da Formação Água Clara, Grupo Votuverava e Grupo Itaiacoca, que estão a empurrar as rochas granitoides.

A falha gerou, assim como possibilitou a intrusão dos granitoides sincisionais, dobras apertadas a isoclinais, recumbentes com planos axiais e linhas de charneiras horizontais, “desenhadas” pelo acamamento  $S_0$  e/ou bandamento composicional  $S_n$ .

#### 4.6 ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTE

As zonas de cisalhamento transcorrente (rejeito direcional) aparecem como a seccionar os domínios, de forma que, como já sabido, os três grandes domínios considerados neste trabalho foram ditados a partir destas estruturas.

Estes falhamentos direcionais podem ser correlacionáveis as Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, a sul do mapa, e Zona de cisalhamento Itapirapuã, a norte do mapa. São de natureza dúctil a dúctil-rúptil, com predominância do primeiro; e justapõe três pacotes tectono-estratigráficos de idades distintas.

Possui direção média, obtida a partir do mapa geológico de  $N60^{\circ}E$ , e mergulhos subverticais. Estas zonas de cisalhamento possuem notavelmente deformação maior que nas rochas ao seu redor.

As rochas por elas afetadas caracteristicamente apresentam feições miloníticas (Figura 4.27) paralelas a um bandamento irregular com lineação de baixo mergulho para NE.



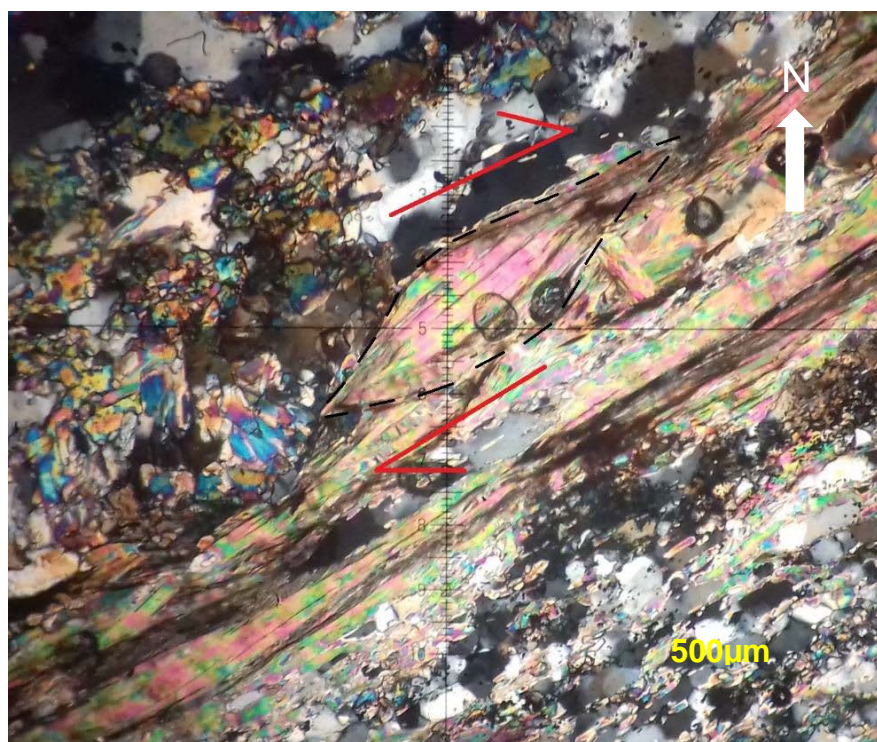
**Figura 4.27** Stock granítico fortemente milonitizado, graças à ação do falhamento transcorrente dextral que afetou a área. Os porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados e o forte estiramento mineral marcam a lineação da rocha.

A lineação apresenta-se sub-horizontal, marcada pelo estiramento de quartzo e feldspato, cordões e “trilhas” de minerais finamente recristalizados (biotita, quartzo,

feldspato) ou pela orientação de clastos/porfiroclastos. A exemplo dos protólitos graníticos afetados pelo falhamento, a foliação milonítica é marcada por lâminas descontínuas de minerais máficos fragmentados e finamente recristalizados intercalados com lâminas e lentes de quartzo e feldspatos.

A orientação planar dos porfiroclastos de feldspato, das lâminas de quartzo (ambos com formas sigmoidais) e pelas trilhas de máficos é a mesma da foliação  $S_{n+2}$ . A forte lineação de estiramento também possui a mesma atitude da lineação da fase deformacional  $D_{n+2}$ .

Ao longo secções XZ da foliação  $S_{n+3}$  foram observados também indicadores de sentido de cisalhamento rotacional de natureza destal, relacionados com a zona de cisalhamento Itapirapuã (Figura 4.28).



**Figura 4.28** Cristal de micafish de direção horária de cisalhamento. Polarizadores cruzados.

Graças a todos estes fatores, sugere-se que as duas grandes zonas transcorrentes destrais foram geradas durante os eventos deformacionais da fase  $D_{n+2}$ ; e não apenas isto, pode-se lançar a possibilidade de que elas, num regime tectônico de transpressão, são responsáveis, não só pela geração da foliação milonítica  $S_{n+2}$  adensada a falha, mas bem como, toda a foliação NE subvertical (pervasiva), referida como  $S_{n+2}$ .

As dobras  $F_{n+2}$  seriam, portanto, sin- transcorrentes e com estilos abertos a

suaves com a linha de charneira com caimentos suaves para NE (paralelo a lineação mineral/estiramento) e ao plano-axial vertical desta fase. Sua foliação  $S_{n+2}$  é do tipo plano-axial.

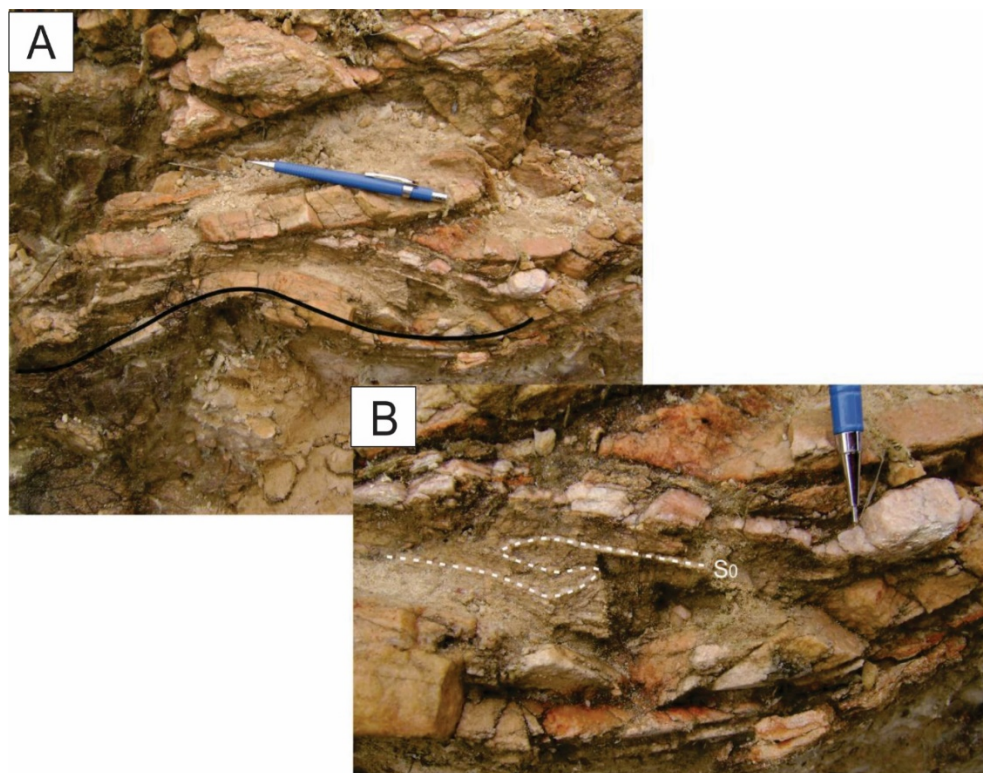
#### 4.7 SUPERPOSIÇÃO DE DEFORMAÇÃO

Do acima exposto podemos observar que os metamorfitos que ocorrem na região encontram-se intensamente dobrados e cisalhados. As dobras geradas na fase  $D_{n+1}$  são apertadas a isoclinais e recumbentes com planos axiais e linhas de charneiras horizontais; são “desenhadas” pelo acamamento e/ou bandamento composicional  $S_n$ .

Seus eixos, bem como sua foliação plano-axial estão distorcidas por um evento tectônico posterior  $D_{n+2}$  que ocasionou o paralelismo do acamamento/bandamento com a foliação  $S_{n+1}$ , responsável pela geração de dobras abertas a suaves com planos axiais verticalizados o que ocasiona um padrão de interferência do tipo “laço” (Figura 4.29).

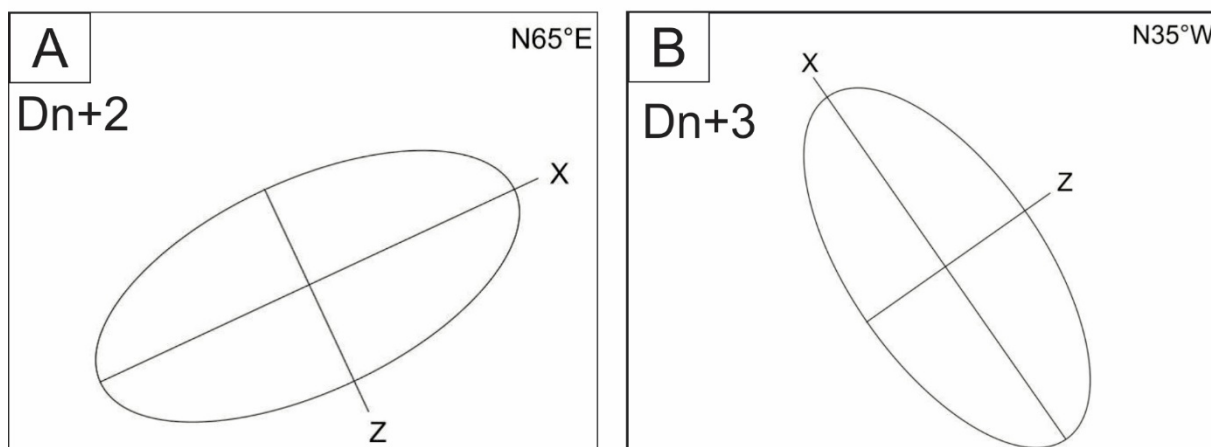
#### 4.8 ELIPSOIDE DE DEFORMAÇÃO

De forma geral, as foliações secundárias marcam o plano “xy” do elipsoide deformacional referente ao processo tectônico que a gerou; as lineações de estiramento e mineral indicam a direção de estiramento máximo (o eixo “x” do elipsoide) no período de sua formação. Do acima explanado, julga-se pertinente a construção de uma elipse deformacional (com as direções de máximo e mínimo estiramento), visto que sua representação em planta é assim realizada para a correlação direta com o mapa estrutural.



**Figuras 4.29** As dobras geradas na fase  $D_{n+1}$  são apertadas a isoclinais, recumbentes com planos axiais e linhas de charneiras horizontais, “desenhadas” pelo acamamento  $S_0$  e/ou bandamento composicional  $S_n$ . Seus eixos, bem como sua foliação plano-axial está distorcida por um evento tectônico posterior  $D_{n+2}$  que ocasionou o paralelismo do acamamento/bandamento com a foliação  $S_n$ , responsável pela geração da dobra aberta com planos axiais verticalizados e linhas de charneiras subhorizontais [acima] o que ocasiona um padrão de interferência do tipo “laço”.

Deve-se, ainda, considerar que a fase deformacional  $D_{n+1}$  não é passível de construção da elipse por motivos já anteriormente citados. Desta forma, realizar-se-á a construção da elipse de deformação com as fases de deformação seguintes  $D_{n+2}$  e  $D_{n+3}$  (Figura 4.30).



**Figura 4.30** Elipsoide de Deformação.

## CAPÍTULO 5

### 5 METAMORFISMO

A Faixa Ribeira compreende dois grandes domínios metamórficos: o domínio sul, onde as rochas estão metamorfizadas entre a fácies xisto verde alta e a fácies anfíbolito inferior e apresentam estruturas sedimentares totalmente transpostas; o domínio norte, onde as rochas metassedimentares estão metamorfizadas na fácies xisto verde inferior e o acamamento primário preservado (FALEIROS, 2008). A justaposição destes domínios ocorre devido a Zona de Cisalhamento Ribeira, que assume importância no zoneamento metamórfico e estrutural das unidades.

A área de estudo está localizada a norte da zona de Cisalhamento Ribeira. Assim, enquadra-se no contexto metamórfico do domínio norte, e apresenta em geral metamorfismo na fácies xisto verde. Entretanto, as isógradas do metamorfismo não são linhas constantes e, portanto, existem variações que ocorrem dentro de um mesmo domínio. Como já discutido no capítulo de estrutural, a área foi dividida em 3 micro domínios.

O domínio III encaixa-se na premissa de Faleiros (2008) e Campanha (2002) no quesito metamórfico. Mas, os domínios I e II apresentam diferenças em sua interpretação que serão explanados a seguir. Além disso, são descritos dois grandes eventos metamórficos, de caráter dinamothermal, e um de caráter dinâmico, retrometamórfico, que afetaram as rochas sedimentares e ígneas do local.

#### 5.1 Evento Metamórfico $M_1$ – Regional Progressivo

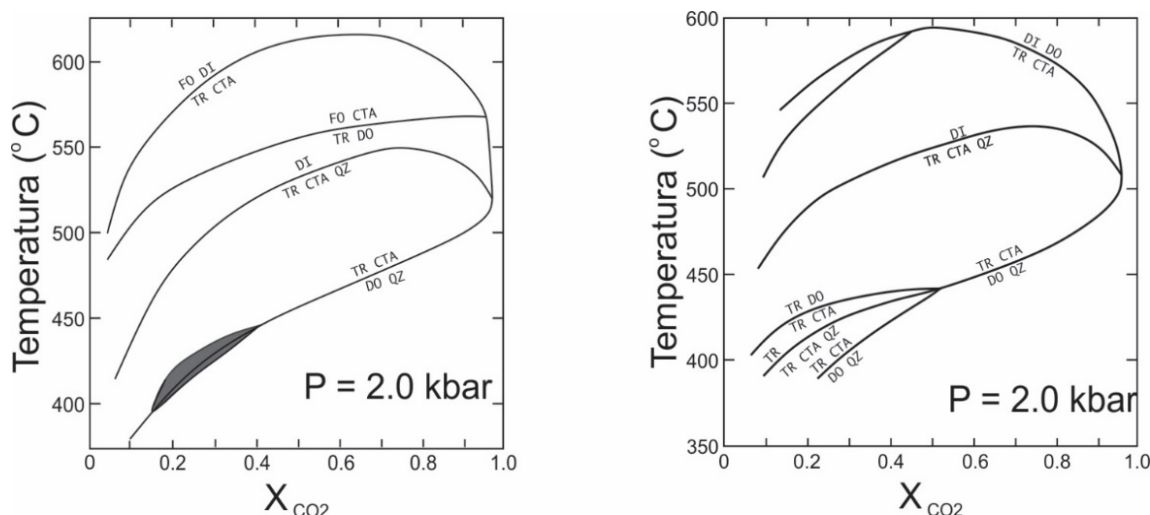
##### 5.1.1 Domínio I

Com base em informações de campo, critérios petrográficos e

microtectônicos, foi possível caracterizar as paragêneses minerais e processos metamórficos atuantes no domínio. O principal evento metamórfico regional atuante, temporalmente associado a primeira e segunda fases de deformação ( $D_n$  e  $D_{n+1}$ ), foi observado nas unidades citadas e atingiu fácies xisto verde alto - anfibolito baixo.

As rochas calciossilicáticas estudadas na área exibem, de modo geral, uma associação mineralógica composta por *dolomita/calcita* + *actinolita/tremolita* + *flogopita* + *quartzo*, com proporções pequenas e variáveis de clorita, plagioclásio (albita) e epidoto, além de titanita e minerais opacos como principais acessórios. Em certas porções das lâminas referentes a esta unidade, o quartzo apresenta sinais de recristalização, assim como a calcita. A actinolita mostra textura e dimensões variáveis e ocorre em algumas seções como agregados aciculares milimétricos, e também como cristais prismáticos centimétricos.

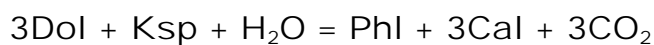
A paragênese atribuída ao auge metamórfico local consiste em *dolomita/calcita* + *flogopita* + *actinolita/tremolita* + *quartzo*  $\pm$  *epidoto*. Segundo Yardley (1989), a recristalização do quartzo é um processo que se inicia a partir de 300 °C, e a formação de actinolita/tremolita em rochas calcárias impuras e calciossilicáticas, segundo este mesmo autor, é desencadeada à temperatura mínima de 380 °C, conforme figura 5.1



**Figuras 5.1** Diagramas experimentais isobáricos, para reações em rochas calcárias impuras. Diferentes resultados foram obtidos sob condições praticamente idênticas; no entanto, o surgimento da actinolita/tremolita pode ocorrer a temperaturas inferiores a 400 °C (YARDLEY, 1989). Legenda: TR= tremolita; Qtz= quartzo, CTA= calcita, DO= dolomita; DI = diopsídio.

Com a progressão do metamorfismo, o  $Al_2O_3$  e  $K_2O$  presentes nos protólitos margosos, na forma de feldspato detrítico e argilominerais secundários, levam à formação de flogopita, identificada como a principal mica nas seções delgadas

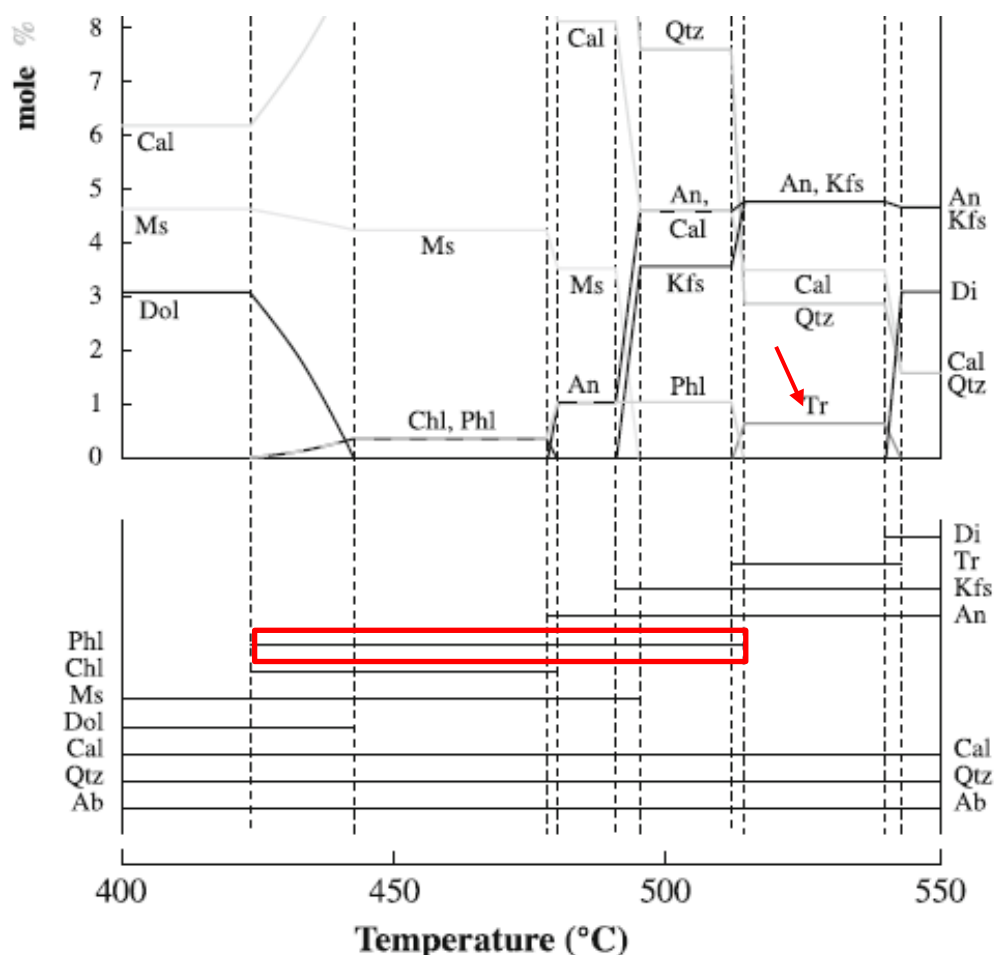
dessa unidade, por sua coloração castanho – clara característica. A presença deste mineral implica numa composição dolomítica dos carbonatos primários que compõem a rocha, conforme reação apresentada por Munyanyiwa (1990):



Onde: Dol = Dolomita, Ksp = Feldspato potássico, Phl = flogopita, Cal = Calcita.

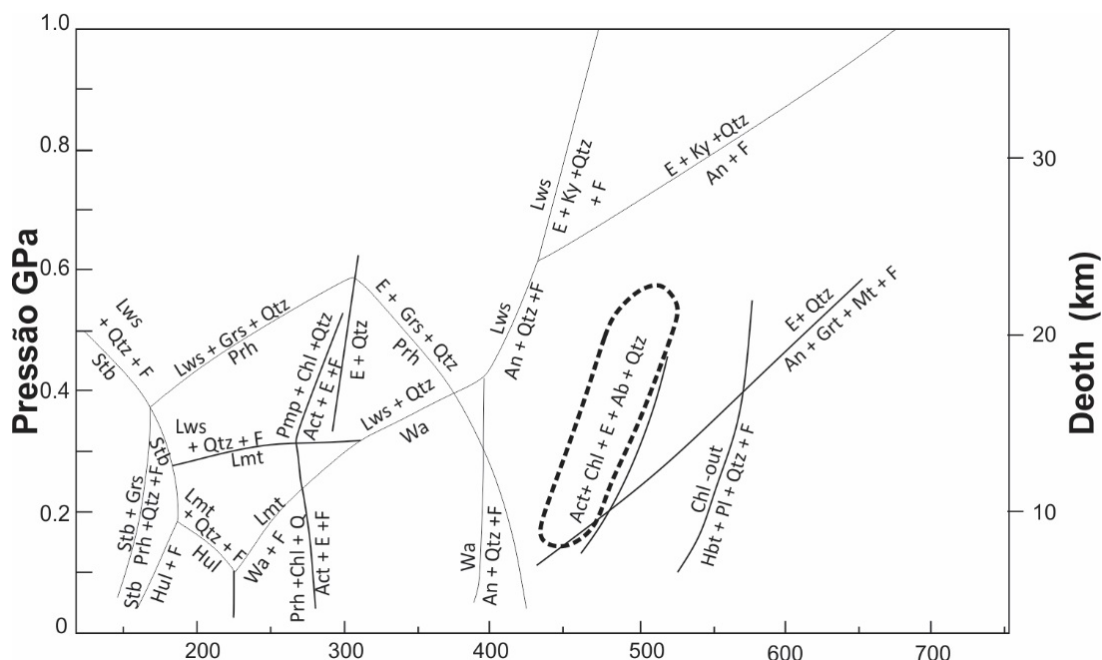
Dessa forma, é provável que tanto calcita quanto dolomita estejam presentes nas metamargas estudadas, uma vez que todo o feldspato potássico e argilominerais são consumidos na reação com dolomita.

A presença de flogopita e de tremolita é o principal indicativo de condições térmicas e bárias de metamorfismo na fácies xisto verde alto/anfibolito baixo e ocorre a partir dos 420 °C até 530°C. Tais informações seguem expressas abaixo, na figura 5.2, retirada de Bucher & Grapes (2011).



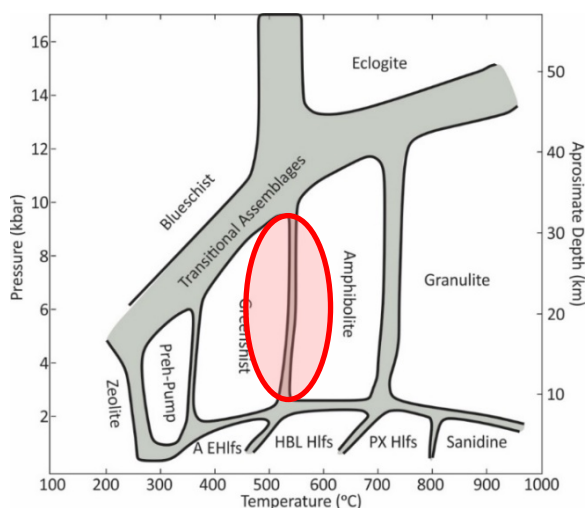
**Figura 5.2** Diagrama de composição modal (mole %) e temperatura de estabilidade de minerais em rochas calcárias impuras metamorfizadas (BUCHER & GRAPES, 2011).

Dessa maneira, o metamorfismo progressivo local mostra um auge no intervalo de 420°C (início da formação de flogopita) a 530 °C (temperatura de formação da tremolita), expresso na grade petrogenética da figura 5.3 de Yardley (1989), a qual indica um intervalo bórico entre 0.2 e 0.6 GPa para a estabilidade desta paragênese.



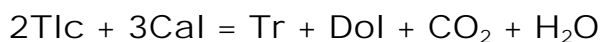
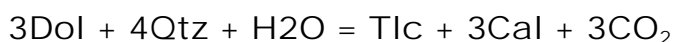
**Figura 5.3** Grade petrogenética para metapelitos, com destaque para a paragênese mineral descrita nas rochas desta unidade, estável entre 430 e 530 °C (YARDLEY, 1989).

Portanto, a paragênese e os processos metamórficos descritos permitem inserir o metamorfismo predominante na área como pertencente à Série Barroviano, na fácies xisto verde alto até anfíbolito baixo, visto na figura 5.4 (YARDLEY et al., 1990).



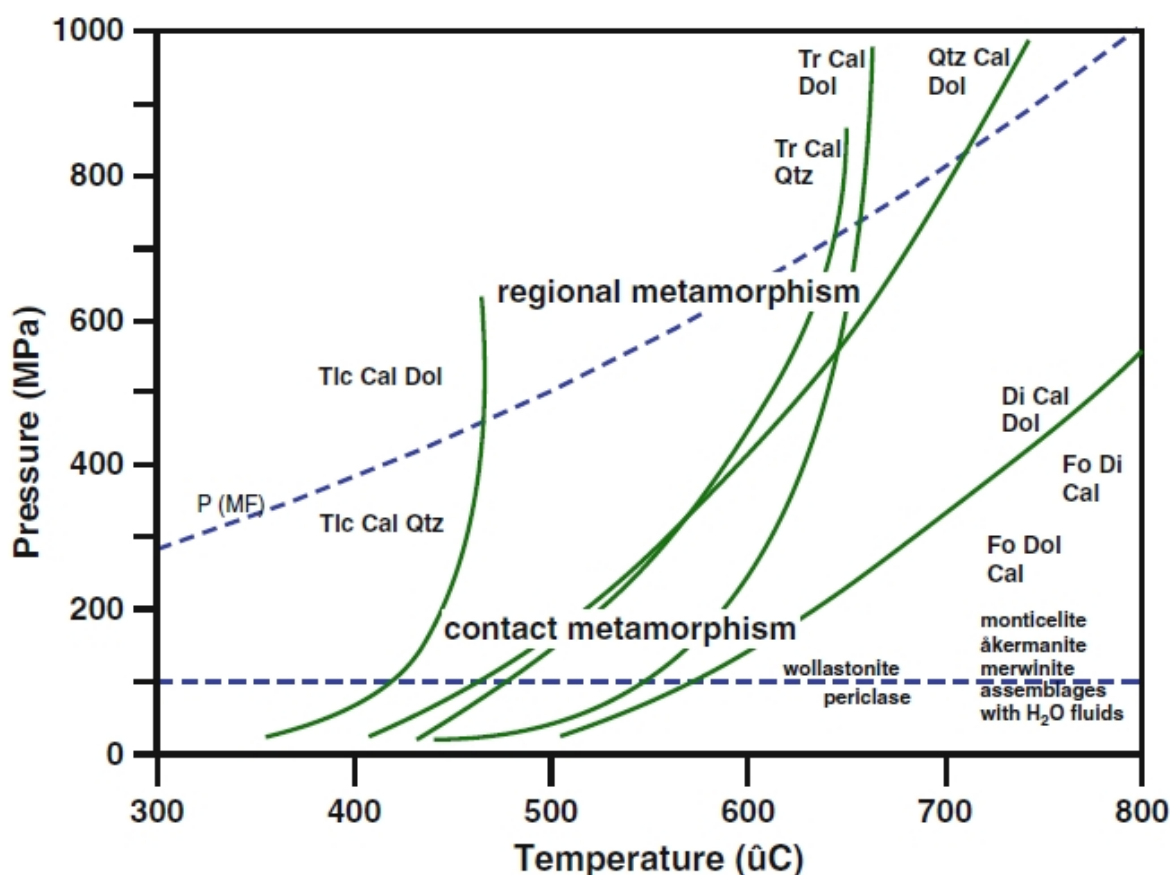
**Figura 5.4** Diagrama P e T das diferentes fácies metamórficas. Em destaque, auge do metamorfismo regional/Barroviano atingido na área (YARDLEY et al., 1989).

Entretanto, o talco e a tremolita tende a aparecer sob condições mais elevadas de temperatura (Figura 5.5). As reações abaixo descrevem as possibilidades de ocorrência dos dois minerais em mármore:



Onde: Tlc = talco, Tr = tremolita

Como tanto o talco quanto a tremolita puderam ser encontrados na região, pode ser um indicativo de uma temperatura instável de reação, com os 2 produtos ainda coexistindo, como mostrado na figura 5.5.



**Figura 5.5** Diagrama P-T, com os limites de estabilidade da calcita + talco + quartzo + dolomita e de calcita + tremolita + quartzo (BUCHER & GRAPES, 2011).

Portanto, pode-se afirmar que o metamorfismo esteve entre 430 °C até 550 °C, considerado como fácies xisto verde alto/anfibolito baixo.

A unidade de *filitos* apresenta associação mineral observada para as rochas

desta unidade (*quartzo + sericita + muscovita + óxidos ± clorita*) indica condições báricas e térmicas nas quais já há a passagem de sericita para moscovita.

Entretanto, pela presença de cristais brechados e milonitizados, marcados pelas lentes sigmoidais de quartzo e pelas sericitas cortadas por uma terceira foliação milonítica, é factua a influência do cisalhamento nestas rochas, que poderiam ser um xisto anteriormente a este processo.

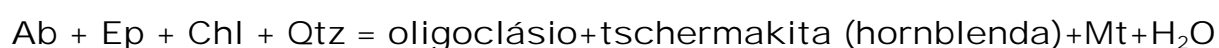
Portanto, é difícil afirmar a qual fácies metamórfica pertence tal reação, já que a mesma pode ser típica da fácies xisto verde – porção inferior da zona da biotita, ou mesmo alcançar temperaturas mais altas, relativas à fácies anfibolito baixo, segundo Yardley (1989).

No contexto regional do Domínio I, a paragênese mineral da unidade de filitos é indicativa de metamorfismo regional na transição da fácies Xisto Verde alto a anfibolito baixo, que compreende temperaturas em torno de 550 °C, fortemente retrabalhada pelos cisalhamentos, o que resultou em porções finas de quartzo e sericita.

Os *anfíbolitos* exibem associação mineral constituída predominantemente por hornblenda verde escuro, oligoclásio-andesina, biotita verde-pardacenta, minerais opacos e quartzo (Figura 5.6).

Sobre as paragêneses formadas pelos minerais acima, durante a fase de deformação progressiva eminentemente dúctil, observa-se recristalizações e as seguintes reações: *hornblenda verde* → *minerais opacos + titanita*; *hornblenda parda* → *hornblenda verde*; *biotita castanha avermelhada* → *hornblenda verde e parda*; *biotita castanha avermelhada* → *biotita esverdeada*.

A reação (não balanceada) da zona de transição entre xisto verde e anfibolito, segundo Winter (2001), seria:



Onde: Ab = albita; Ep = epidoto; Chl = clorita; Mt = magnetita

Essas reações evidenciam oscilações como aumento e posterior diminuição na progressão das condições metamórficas durante a deformação progressiva, porém há ausência de paragêneses mais brandas que da fácies anfibolito para esta deformação dúctil.

A associação oligoclásio/andesina + hornblenda + biotita é típica de um ambiente termo-bárico de 500-600 °C e 7 Kb, o que define o grau médio de Winkler (1977), Fácies anfíbolito, subfácies hornblenda-andesina de Turner & Verhoogen (1960) ou ainda, Fácies anfíbolito, zona da estauroлита, de acordo com Miyashiro (1975).

Metamorphic facies	Greenschist		Amphibolite		
	Chlorite	Biotite	Garnet	Staurolite	Sillimanite
<b>Metamafites</b>					
Albite	-----	-----			
Albite-oligoclase		-----	-----	-----	
Oligoclase-andesine			-----	-----	
Andesine				-----	-----
Epidote	-----	-----	-----		
Actinolite	-----	-----			green and brown
Hornblende		blue-green	green	green	green and brown
Chlorite	-----	-----			
Calcite	-----	-----			
Biotite		green brown	brown	brown	-----
Muscovite	-----	-----	-----	-----	-----
Quartz	-----	-----	-----	-----	-----

**Figura 5.6** Diagrama de zoneamento mineral em rochas metabásicas metamorizadas (BUCHER & GRAPES, 2011).

### 5.1.2 Domínio II

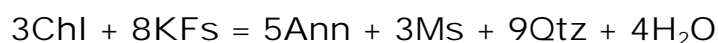
As rochas *xistosas*, com base em análises macro e microscópicas, compõem-se de uma assembleia mineral de quartzo + moscovita + biotita + feldspatos (detríticos) + epidoto ± sericita e calcita, além de argilominerais secundários e com presenças locais de granada, mas sem dados suficientes para afirmar que o mineral trata-se do mesmo metamorfismo regional ou de um metamorfismo de contato localmente restrito à unidades específicas.

As feições texturais observadas permitem inferir uma paragênese mineral composta por *moscovita + biotita + quartzo*.

Entretanto, a natureza do metamorfismo atuante nesta unidade é de difícil determinação. Apesar das litologias não possuírem minerais índices de grande

relevância termo barométrica, como os polimorfos de alumínio silicatos, é possível estabelecer limites inferiores do metamorfismo com base na presença de uma paragênese específica.

O limite inferior pode ser traçado pelo aparecimento de biotita (annita) e muscovita no sistema (Figura 5.7), no domínio dos xistos, através da seguinte equação (BUCHER & FREY, 1994):



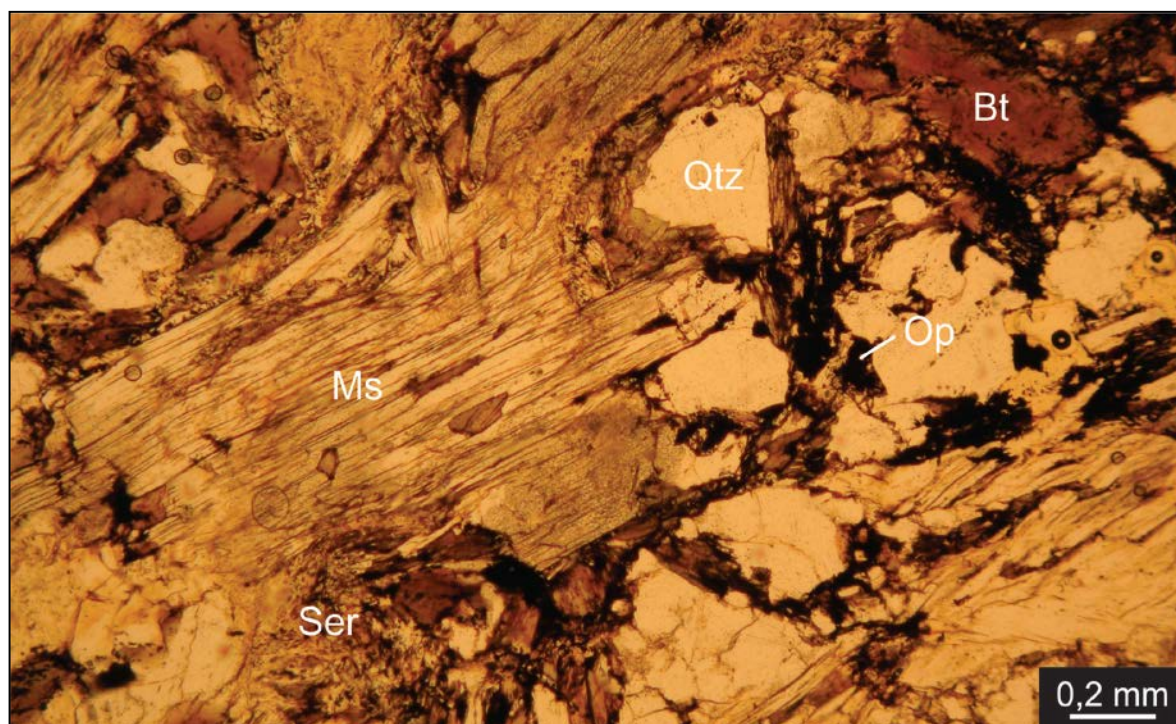
Onde:

Chl - clorita  $(\text{Mg, Al, Fe})_{12}[(\text{Si, Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$  KFs - feldspato potássico  $(\text{KAlSi}_3\text{O}_8)$

Ann - annita (biotita)  $(\text{K, Fe}^{3+2})(\text{Al, Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$  Ms - muscovita  $(\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$

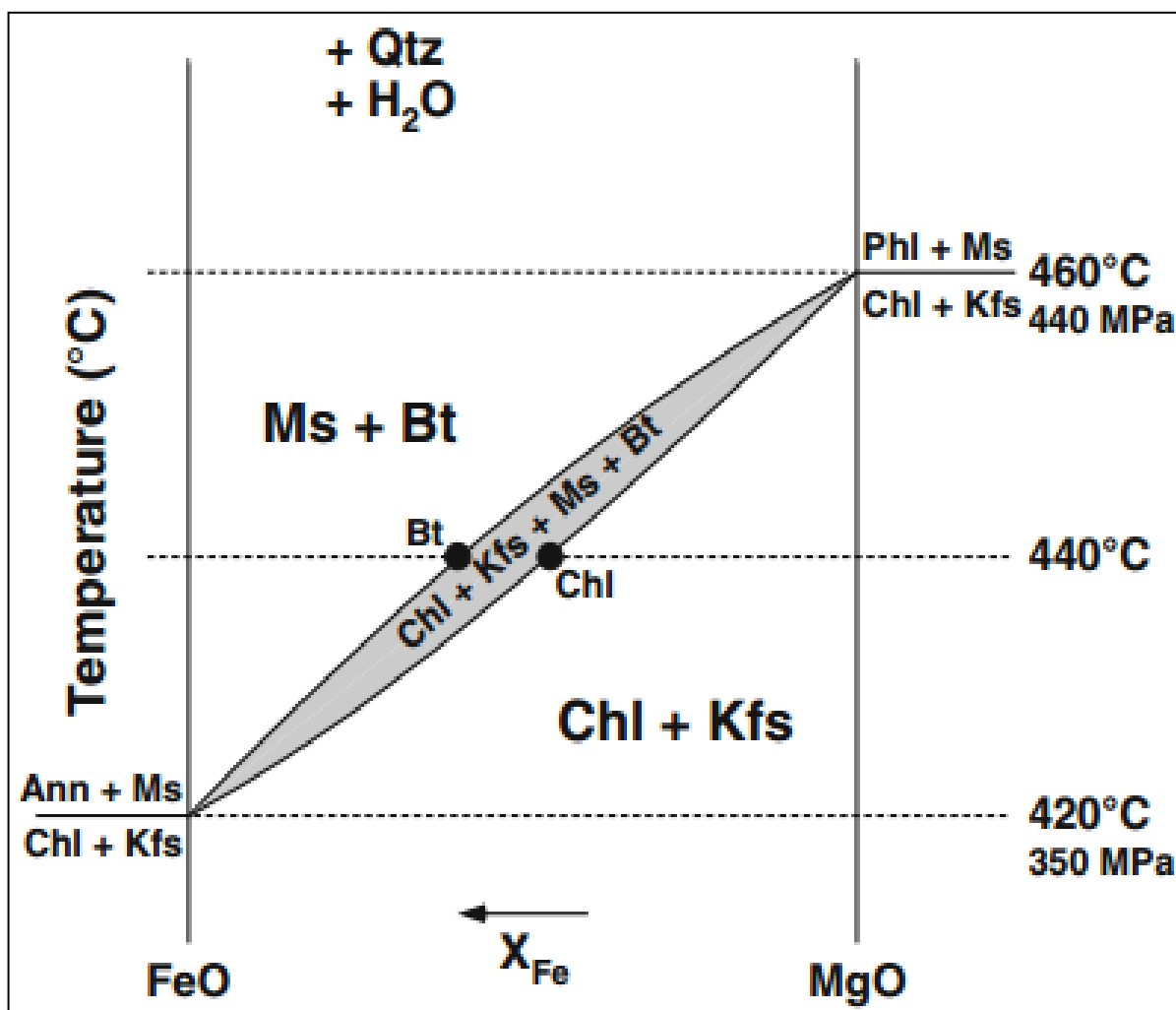
Qtz - quartzo  $(\text{SiO}_2)$

$\text{H}_2\text{O}$  - água  $(\text{H}_2\text{O})$



**Figura 5.7** Mineralogia preponderante dos xistos descritos na região com muscovita, quartzo e biotita. Secundariamente ocorrem minerais opacos, além de algum feldspato, clorita e grafita (estes três últimos não representados na fotografia). A sericita envolve-se com processos retrometamórficos. Ms: muscovita; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Op: minerais opacos; Ser: sericita. Nicóis paralelos.

A pressão gira em torno de 3,5 kbar, enquanto os intervalos de temperatura variam entre 420-460 °C, a depender dos teores de ferro e magnésio do sistema (Figura 5.8).



**Figura 5.8:** Diagrama representando a assembleia Kfs-Ms-Bt-Chl (equação 1). Modificado de Bucher & Grapes (2011).

As *metabásicas* apresentam uma associação metamórfica composta de *actinolita + hornblenda + epidoto + plagioclásio + quartzo*, o que caracteriza um grau metamórfico da fácies xisto verde alto-anfibolito baixo (Figura 5.9).

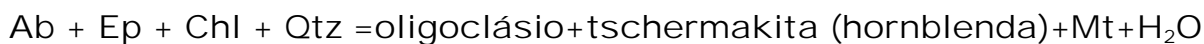
A hornblenda aparece com bordas de reação transformadas em biotita, o que sugere uma temperatura inicial em torno de 500-600°C (BUCHER & FREY, 1994).

A unidade de anfibolitos é similar a do Domínio I, constituída por anfibolitos de coloração verde escuro a preto com pontuações ou manchas esbranquiçadas e estrutura marcadamente xistosa, com sua associação mineral composta por hornblenda verde escuro, oligoclásio/andesina, biotita verde-pardacenta, minerais opacos e quartzo.

A paragênese e reações, também similares seguem: *hornblenda verde* → *minerais opacos + titanita*; *hornblenda parda* → *hornblenda verde*; *biotita castanha*

*avermelhada* → *hornblenda verde e parda*; *biotita castanha avermelhada* → *biotita esverdeada*.

A reação (não balanceada) da zona de transição entre xisto verde e anfibolito, segundo Winter, 2001, seria:



Onde: Ab = albita; Ep = epidoto; Chl = clorita; Mt = magnetita

Metamorphic facies	Greenschist		Amphibolite		
	Chlorite	Biotite	Garnet	Staurolite	Sillimanite
<b>Metamafites</b>					
Albite	—————	-----			
Albite-oligoclase		-----	—————	—————	
Oligoclase-andesine			—————	—————	
Andesine				—————	—————
Epidote	—————	—————	—————		
Actinolite	—————	-----			green and brown
Hornblende		blue-green	green	green	green and brown
Chlorite	—————	-----			
Calcite	-----	-----			
Biotite		green-brown		brown	
Muscovite	-----	-----			
Quartz	-----	-----			

**Figura 5.9** Diagrama de zoneamento mineral em rochas metabásicas metamorizadas (BUCHER & GRAPES, 2011).

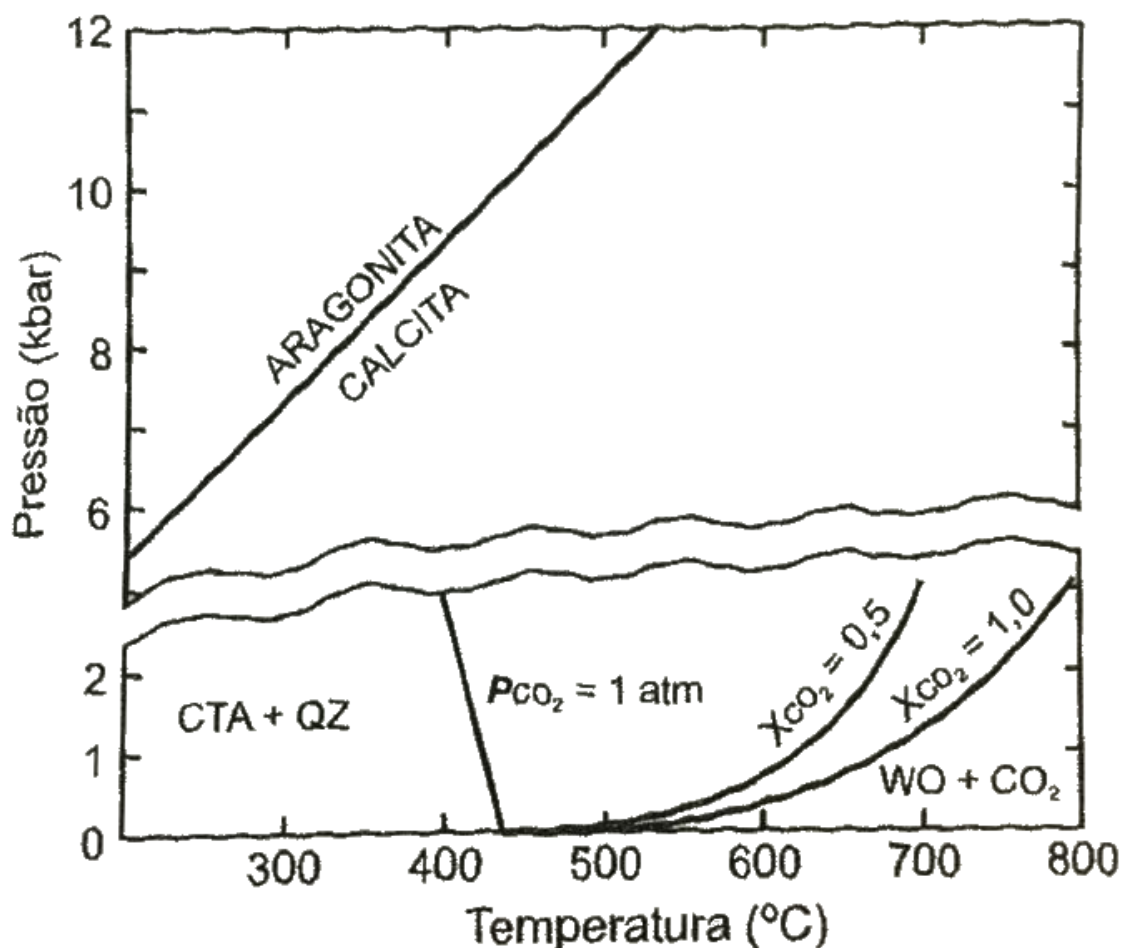
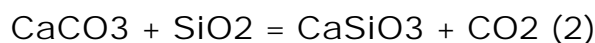
Essas reações evidenciam oscilações como aumento e posterior diminuição na progressão das condições metamórficas durante a deformação progressiva, porém há ausência de paragêneses mais brandas que da fácies anfibolito para esta deformação dúctil.

A associação oligoclásio/andesina + hornblenda + biotita é típica de um ambiente termo-bárico de 500-600°C e 7 Kb, o que define o grau médio de Winkler (1977), Fácies anfibolito, subfácies hornblenda-andesina de Turner & Verhoogen (1960) ou ainda, Fácies anfibolito, zona da estaurolita, de acordo com Miyashiro (1975).

## 5.1.3 Domínio III

O Domínio III diferencia-se claramente dos outros 2 Domínios por, além da preservação do (S<sub>0</sub>), o grau máximo de metamorfismo ser menor que o ocorrido a sul do mesmo. Os metacalcários da área são compostos somente por calcita e uma pequena quantidade de quartzo. Esse tipo de associação mineral fornece poucos indícios em relação às condições metamórficas devido à estabilidade da calcita.

Entretanto, em rochas carbonáticas, sob condições muito elevadas de temperatura, a calcita tende a reagir com o quartzo para a formação de um silicato de cálcio, a wollastonita (Figura 5.10). Tal fenômeno é um exemplo de uma reação comum de rochas carbonáticas, a reação de descarbonatação:



**Figura 5.10** Diagrama P-T, com os limites de estabilidade da calcita e de calcita + quartzo. As curvas para a destruição da calcita + quartzo são dadas para vários valores de X CO<sub>2</sub>, e para P CO<sub>2</sub> = 1 bar. (Dados de JOHANNES & PUHAN, 1971; GREENWOOD, 1962, 1967; HARKER & TURTLE, 1956).

Como o produto dessa reação não foi observado na área de estudo é possível constatar que não foram atingidas temperaturas muito elevadas, o que evidencia assim um baixo grau de metamorfismo.

Mesmo com a ausência de reações mineralógicas no metacalcário, ainda ocorrem mudanças texturais na rocha, devido à recristalização da calcita. Os cristais de calcita apresentam-se subeudrais e definem uma foliação pela orientação preferencial de seus comprimentos.

Os *filitos* apresentam associação mineral (*quartzo + sericita + muscovita + óxidos ± clorita*) que indica condições bárias e térmicas nas quais já há a passagem de sericita para moscovita, reação típica da fácies Xisto Verde – porção inferior da Zona da Biotita, segundo Yardley (1989).

Neste contexto, a paragênese mineral da unidade de filitos é indicativa de metamorfismo regional na transição da fácies Xisto Verde médio a alto, que compreende temperaturas em torno de 400-440 °C.

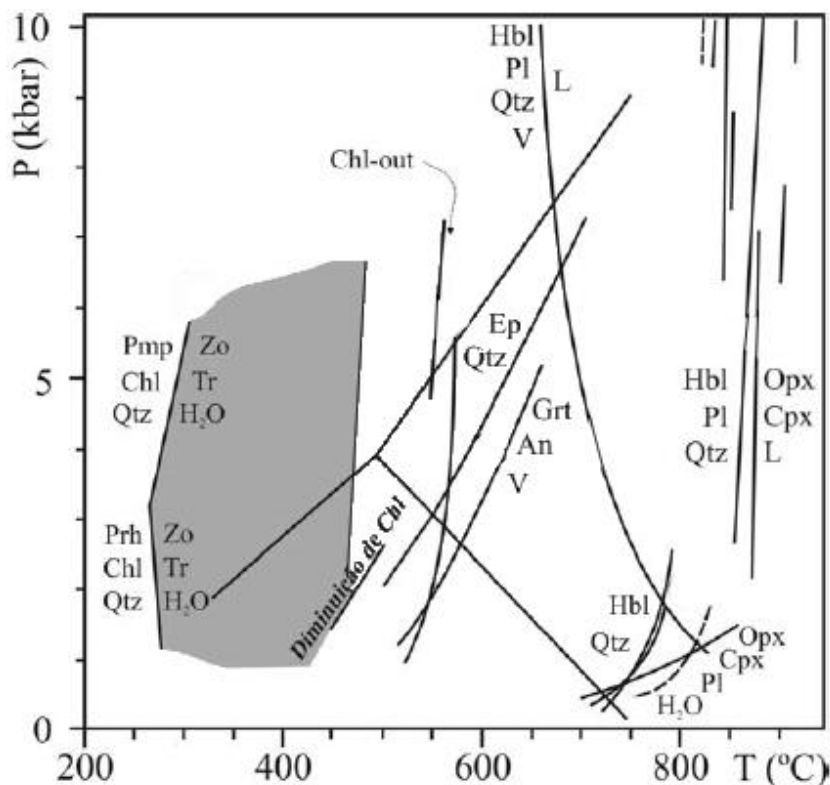
A unidade de metabásicas é representada por uma associação metamórfica composta de *actinolita + tremolita + clorita + epidoto + plagioclásio + quartzo*, o que caracteriza um grau metamórfico de fácies xisto verde, subfácies da muscovita-clorita, zona da clorita.

Essa rocha mostra foliação pouco marcada, mesmo em lâmina, marcada por uma ligeira orientação dos cristais de tremolita-actinolita.

Bucher & Frey (1994) propuseram que a associação metamórfica diagnóstica do início da fácies xisto verde é dada pelo primeiro aparecimento de actinolita em presença de clorita e pode ser formada em temperaturas ao redor de 280 °C ± 30 °C, em pressões menores que 6 kbar.

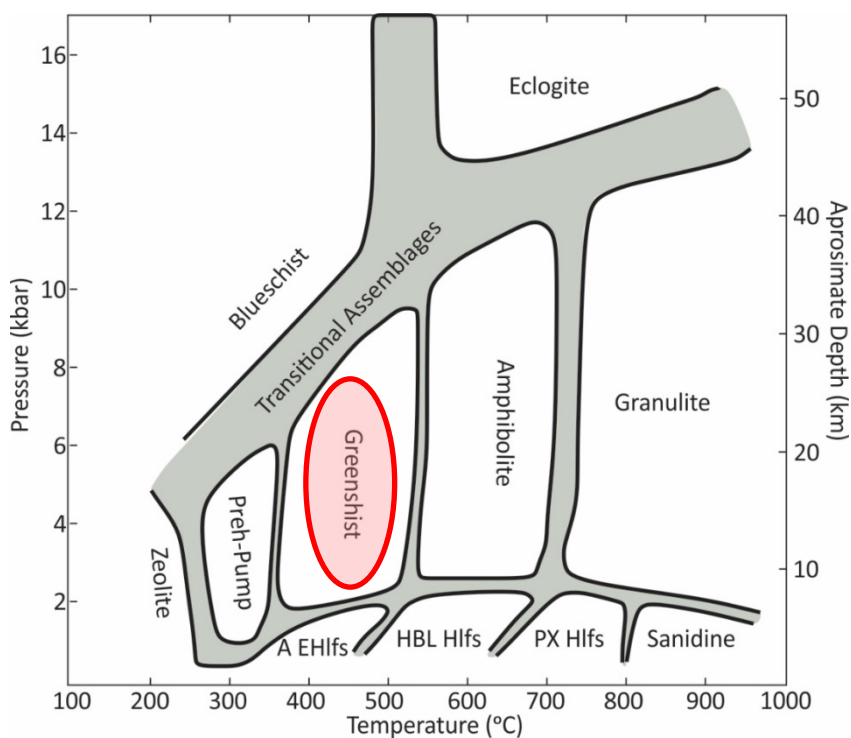
Segundo Liou et al. (1974), a instabilidade da clorita começa a partir de 475 °C, e a mesma tende a reduzir o seu volume na rocha. Considerando a presença de clorita em algumas rochas das unidades mapeadas, principalmente nas proximidades de fraturas, e a ausência do mesmo mineral em outras amostras da região, pode-se constatar que talvez o metamorfismo realmente tenha chegado a temperaturas próximas aos 480 °C.

A partir daí a temperatura diminuiu e a clorita retrometamórfica foi formada em condições de menor temperatura e pressão (Figura 5.11).



**Figura 5.11** Grade petrogenética para rochas metabásicas. Em cinza escuro encontra-se o campo provável de estabilidade para o pico metamórfico das rochas metabásicas da área (mod. de FALEIROS, 2008).

Portanto, presume-se que o ápice metamórfico da região atingiu 430-460 °C, na fácies xisto verde médio a alto, como visto na Figura 5.12.



**Figura 5.12** Diagrama P e T com as diferentes fácies metamórficas. Em destaque, auge do metamorfismo regional/Barroviano atingido para a unidade de filitos (YARDLEY et al., 1989).

## 5.2 Evento Metamórfico $M_2$ – Termal/Contato

O metamorfismo termal ou de contato ocorre, principalmente, no contato entre os corpos granítico e o domínio das rochas metassedimentares. As intrusões ígneas ocasionam lateralmente aos maciços dois processos possíveis de variação de isógradas metamórficas: o alçamento lateral das isógradas regionais, através da exposição de níveis crustais mais profundos de maior grau metamórfico, e a geração de auréolas de metamorfismo de contato.

O metamorfismo contato apresenta pequena expressão areal e descontinuamente, sendo bastante afetado pela zona de cisalhamento adjacente, o que dificulta fortemente a sua delimitação. Caracteriza-se pela geração de novas fases cristalinas por metassomatismo e recristalização dos minerais das rochas encaixantes próximas às intrusões magmáticas, em condições de baixa pressão e baixa a média temperatura. Com isso, produz-se um aquecimento zonal ao redor da intrusão, responsável pela formação de *hornfels* e *skarns*.

Além da irregularidade da auréola, outro fator que dificulta o reconhecimento deste evento é que os cristais formados pelo metamorfismo não se encontram dispostos de forma aleatória como a colocação dos granitoides sin- colisionais da região e sin-cinemática aos esforços compressivos de cavalgamento da fase  $D_{n+2}$ , os *hornfels* e *skarns* também se apresentam foliados, sendo a aleatoriedade dos cristais tênue a pouco desenvolvida nestas rochas. A associação mineral de contato aleatória é encontrada no Granito Capão Bonito tardi- a pós- colisional.

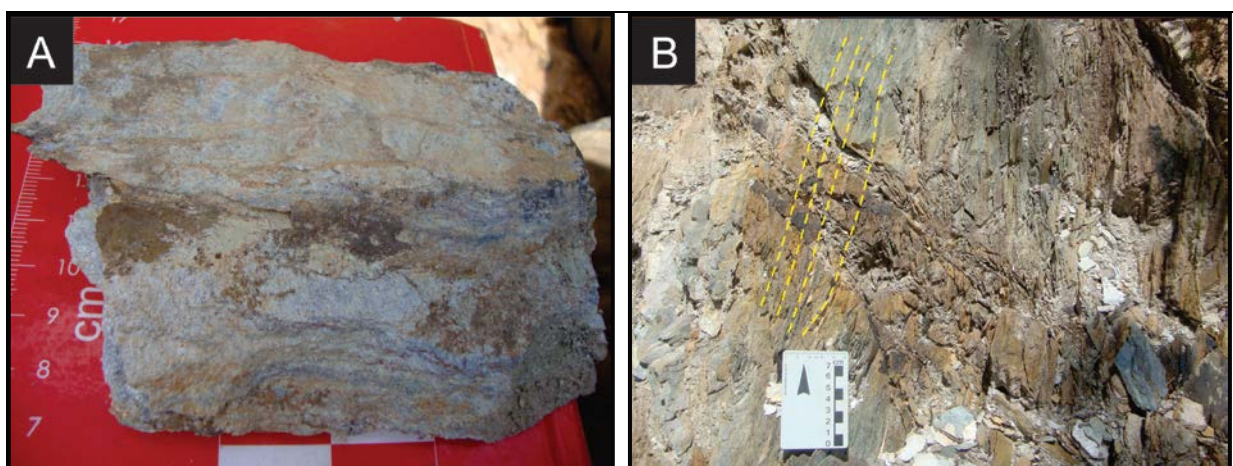
## 5.3 Evento Metamórfico $M_3$ – Regional Regressivo e Dinâmico

Os processos retrometamórficos são presentes ao longo de toda a área e estão ligados com as fases deformacionais  $S_{n+2}$  e  $S_{n+3}$ , ambas de caráter rúptil/dúctil. Sua ocorrência apresenta caráter predominantemente homogêneo, embora se mostre mais acentuado em zonas de fraqueza, como microfraturas e fissuras em granitos.

Litologicamente as zonas de cisalhamento comportam rochas muito finas a finas, afaníticas a subfaneríticas, classificadas como filonitos (Figura 5.13A).

Tais litotipos seriam xistos milonitizados resultantes da cominuição, recristalização e forte estiramento/achatamento de minerais micáceos e quartzo em regime dúctil, com elevada percolação de fluidos (vide presença de turmalina na descrição microscópica), características proporcionadas pelo movimento relativo entre dois blocos adjacentes.

Além disso, a foliação  $S_{n+2}$  gerada por  $D_{n+2}$  é milonítica sub-verticalizada (Figura 5.13B), devido transposição do bandamento anterior, caracterizando bandamento tectônico.



**Figuras 5.13** A) Filito encontrado ao longo das zonas de cisalhamento da área, especialmente Quarenta Oitava; B) Fotografia em detalhe do afloramento na qual são encontrados os filitos. Foliação milonítica sub-verticalizada (destaque em amarelo), comumente descrita nas zonas de cisalhamento.

Além dos filonitos, presentes principalmente na zona de cisalhamento Quarenta-Oitava, também são comuns outras litologias de ambiente dúctil, tal como as calciossilicatadas milonitizadas e milonito de granito na zona de cisalhamento Quarenta Oitava. A compilação dos fatores anteriormente citados permite atribuir a estas estruturas, portanto, regime predominantemente dúctil, secundariamente associado a componente rúptil.

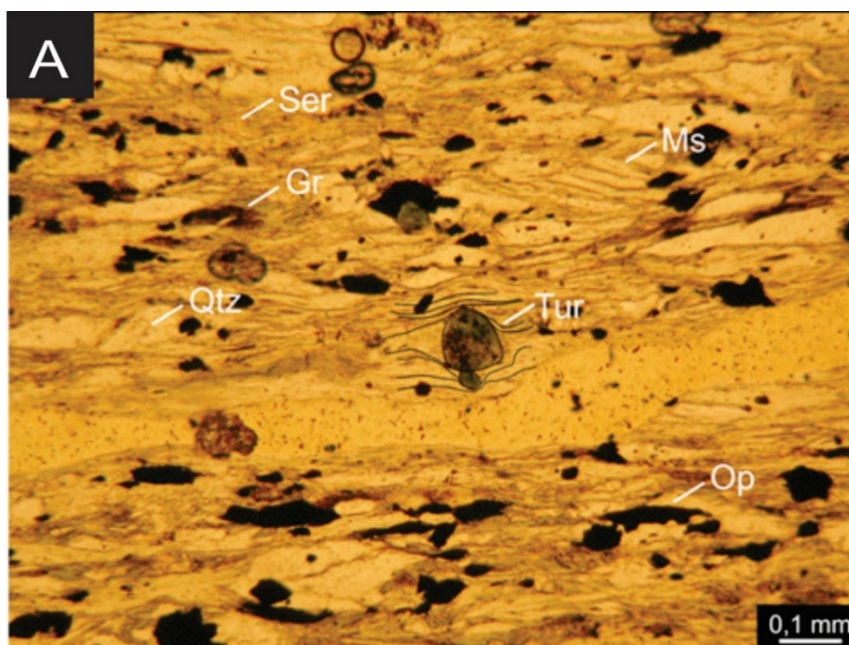
Estudos petrográficos detalhados mostram que os filonitos derivam da moagem dos xistos da região, excluindo a hipótese de que simplesmente se trataria de uma mudança de granulação relacionada a um contexto de sequência sedimentar, onde um domínio naturalmente mais fino se intercalaria com domínio mais grosso gerando após o metamorfismo, respectivamente, filitos e xistos.

A evidência mais proeminente da gênese dos filitos por meio dos xistos é a própria composição mineralógica dos primeiros, baseada em sericita, quartzo, muscovita, clorita, feldspato, minerais opacos, turmalina e grafita (Figura 5.14),

semelhante àquela observada nos segundos.

A única exceção é presença de turmalina, ciclos silicato geneticamente associado a um ambiente com alta razão fluido/rocha, tal como zonas de cisalhamento com percolação de fluidos ricos em boratos (provenientes das encaixantes).

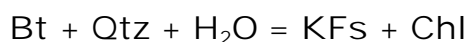
A formação da turmalina é, portanto, de origem sin-  $S_{n+2}$ , definida por cristais inclusos na foliação milonítica (Figura 5.14). Nota-se também ausência de biotita no sistema.



**Figura 5.14** Mineralogia encontrada nos filonitos: sericita, quartzo, muscovita, minerais opacos, turmalina e grafita. Turmalina, de origem sin-  $S_{n+2}$ , incluído na foliação milonítica e *ribbon quartz* que indica o estiramento mineral. Ser: sericita, Gr: grafita, Ms: muscovita, Chl: clorita, Tur: turmalina, Op: minerais opacos, Qtz: quartzo. Nicóis paralelos.

Sericita, clorita e grafita indicam que houve retrometamorfismo, com passagem da fácies xisto verde médio - zona da biotita - para a fácies xisto verde baixo, zona da clorita ( $chl + ser + qtz + H_2O$ ), em presença de sedimentos ricos em matéria orgânica (formação de grafita).

A clorita é derivada da substituição total ou parcial da biotita por hidratação:



Onde:

Bt- biotita  $(K,Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$

$H_2O$  - água ( $H_2O$ )

Chl - clorita  $(Mg,Al,Fe)_{12}(Si, Al)_8O_{20}(OH)_{16}$

Qtz - quartzo ( $SiO_2$ )

KFs - feldspato potássico ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ )

Semelhantemente, a sericita pode ser gerada pela alteração metamórfica/hidrotermal de feldspatos, na presença de água por hidratação (sericitização):



Onde:

KFs - feldspato potássico ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ )

$\text{K}^+$  - potássio catiônico

$\text{H}^+$  - hidrogênio catiônico

Qtz - quartzo ( $\text{SiO}_2$ )

Ser - sericita ( $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ )

#### 5.4 REAÇÕES SECUNDÁRIAS E DE SUBSTITUIÇÃO EM ROCHAS ÍGNEAS

Na área mapeada, diversas texturas secundárias e de substituição formadas a partir de alteração deutérica são encontradas nas rochas granitóides e nos diques de diabásio. Nos diabásios, a principal alteração deutérica observada é a uralitização, em que a augita, um clinopiroxênio, é hidratada e substituída por agregados fibrosos de anfibólio marrom escuro, a actinolita (Figura 5.15A).

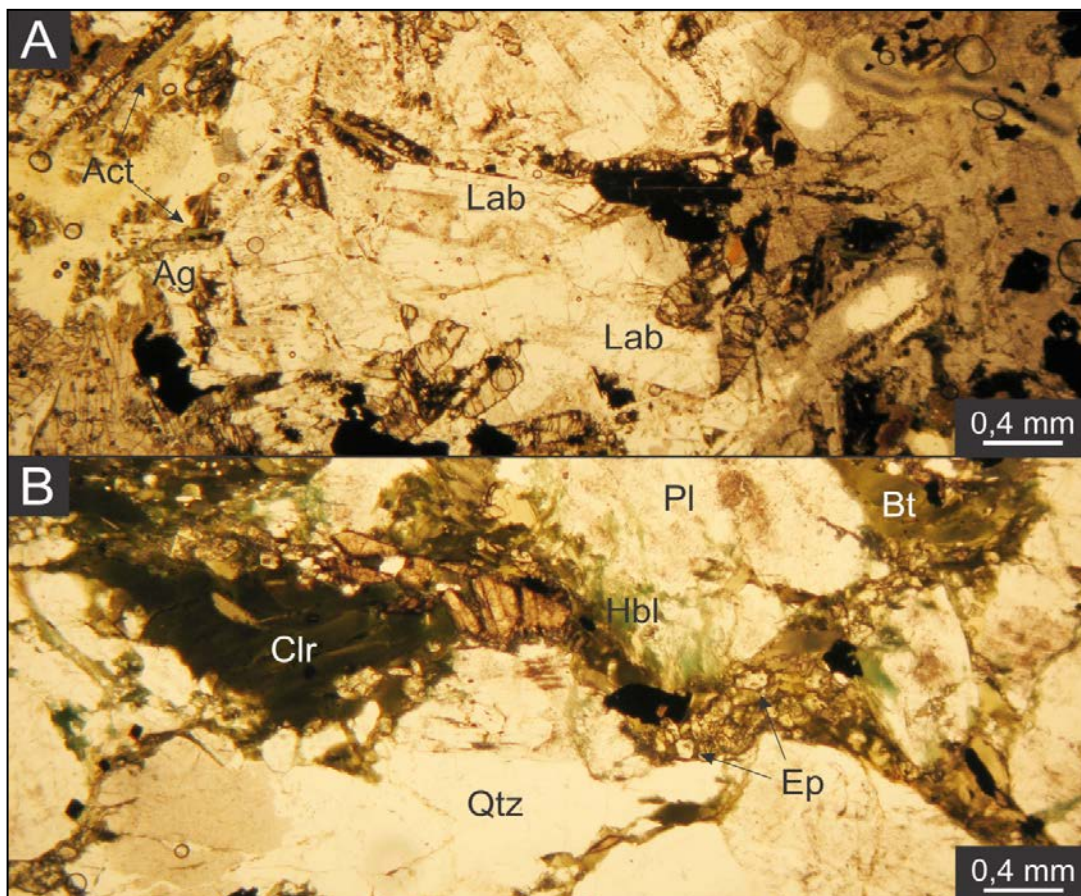
Além disso, ocorre cloritização por hidratação dos minerais máficos, sobretudo piroxênio (augita) e anfibólio (actinolita), e também saussuritização dos plagioclásios (labradorita), que alteram para microcristais de sericita.

Os granitóides, por sua vez, apresentam um amplo conjunto de alterações deutéricas, tais como biotitização, cloritização, saussuritização, sericitização, epidotização e formação de exsoluções (pertitização e geração de mimerquitas).

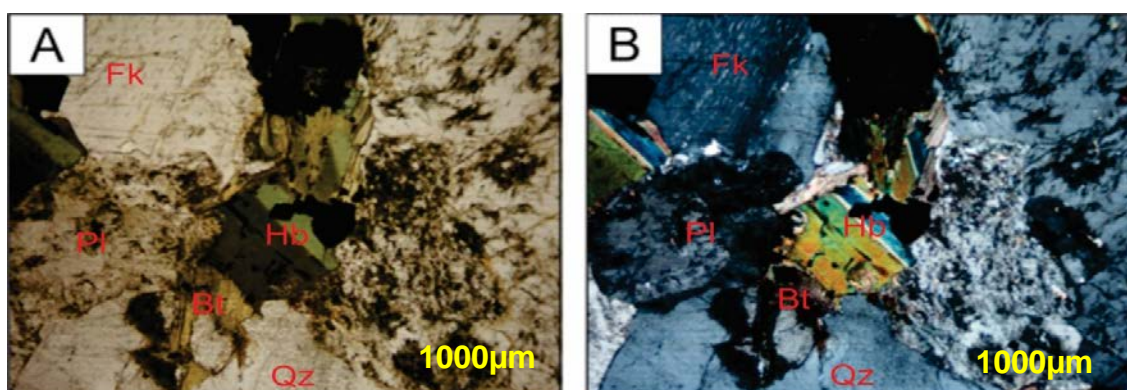
A biotitização ocorre a partir da alteração da hornblenda para biotita. Nesse processo, o cálcio liberado pela hornblenda não é completamente utilizado para a formação da biotita. Por conseguinte, forma-se epidoto, o que constitui outro processo deutérico, denominado de epidotização (Figuras 5.15B; 5.16A e 5.16B).

A cloritização, semelhantemente ao que acontece no diabásio, se dá pela hidratação dos minerais máficos, que nos granitos são principalmente a hornblenda e a biotita (Figura 5.15B).

Outra importante alteração deutérica é a saussuritização dos plagioclásios, que ao se desestabilizarem liberam Ca e Al, possibilitando a formação de epidoto (clinozoisita) ± calcita e/ou sericita por volta dos 250 °C. Nas lâminas esta alteração encontra-se largamente difundida, sendo possível identificar os três minerais resultantes desta alteração.



**Figura 5.15** **A)** Processo de uralitização no diabásio, com crescimento de actinolita prismática marrom-escura próximo a augita. **B)** Biotitização, cloritização e epidotização no Granito Três Córregos. Abreviações - Act: actinolita; Ag: augita; Bt: biotita; Clr: clorita; Ep: epidoto; Lab: labradorita; Pl: plagioclásio; Hbl: hornblenda; Qtz: quartzo.



**Figura 5.16** **A)** Retrometamorfismo de hornblenda alterada para biotita e biotita alterada para clorita em granito; **B)** Nicóis cruzado. Qtz: quartzo Bt: biotita Fk: feldspato potássico Pl: plagioclásio Hb: hornblenda.

## CAPÍTULO 6

### 6 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os processos sedimentares, tectônicos e metamórficos que configuram a evolução geológica da área mapeada mostram-se intimamente ligados aos eventos atuantes no Terreno Apiaí em contexto da fragmentação do Supercontinente Rodínia, da conseqüente instalação da Tafrogênese Toniana (FUCK et al., 2008; BRITO NEVES, 1999) e posterior formação do Gondwana, durante a Orogênese Brasileira.

Os litotipos mapeados na área inserem-se no contexto das rochas pré-cambrianas da Província Mantiqueira Central, pertencentes às unidades: Formação Água Clara (Neo- a Mesoproterozoico), Grupo Votuverava (Neo- a Mesoproterozoico), Grupo Itaiacoca (Neo- a Mesoproterozoico), Granito Três Córregos (Neoproterozóico) e Granito Capão Bonito (Cambriano a Neoproterozóico), além de rochas do Grupo Itararé (Permo- Carbonífero), Magmatismo Serra Geral (Jurássico/Cretáceo) e sedimentos recentes (Quaternário).

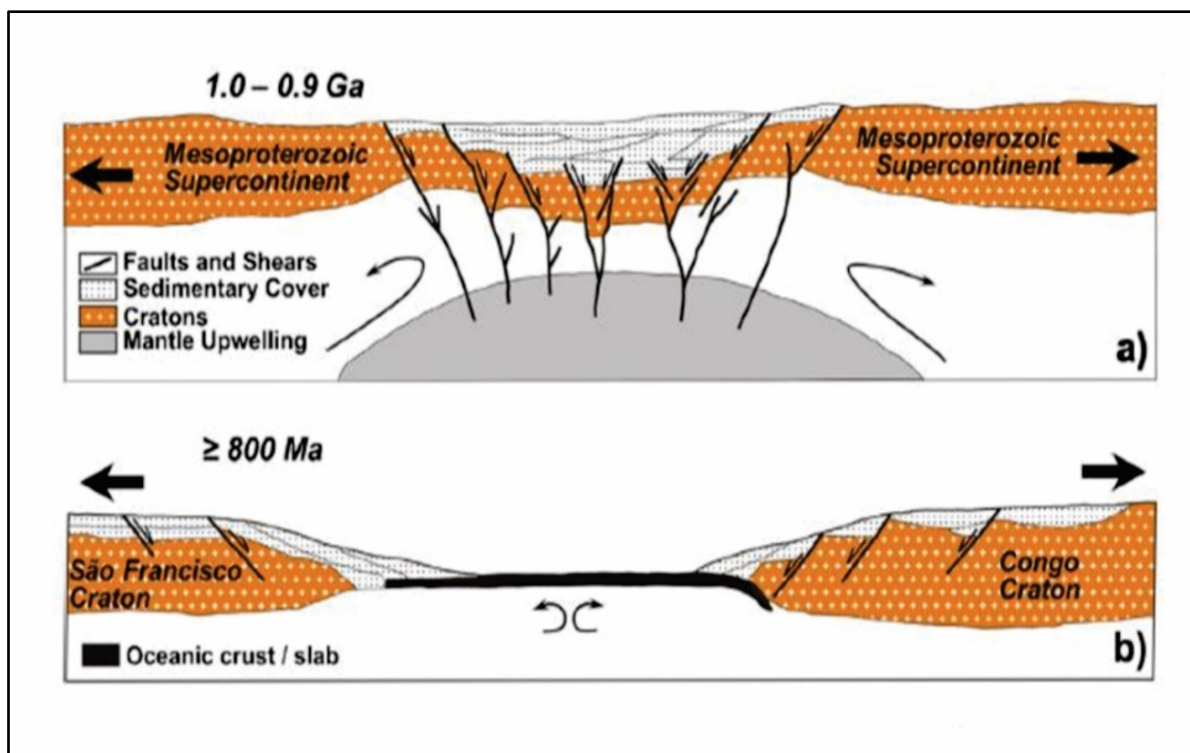
Segundo Faleiros (2011), através de dados geocronológicos recentes adquiridos por diversos autores, atestam que o Terreno Apiaí foi formado pela amalgamação de unidades de rochas metassedimentares e metavulcano-sedimentares de idades Callimiana, Ectasiana a Toniana, Toniana e Ediacarana.

Contudo, não se sabe ao certo se esta amalgamação ocorreu essencialmente no Brasileiro, ou se parte das unidades mais antigas (mesoproterozoicas) foram amalgamadas durante outro evento tectônico. Desta forma, trata-se de um cenário evolutivo complexo, que não pode ser explicado simplesmente por reconstruções baseadas no Ciclo de Wilson.

Tal ciclo de ruptura e instauração de supercontinentes, segundo Hasui, 2010, abrangem os principais aspectos geotectônicos:

a) deriva de massas continentais e abertura de oceanos em regime distensivo, envolvendo adelgaçamento litosférico, rifteamento intracontinentais, *hot spots*, intrusões intraplaca e desenvolvimento de margens passivas (Figura 6.1a).

b) convergência de massas continentais em regime compressivo, incluindo formação de arcos insulares e continentais e deposição com a formação das bacias sedimentares (Figura 6.1b).



**Figura 6.1** Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro, que pode ser aplicado para a área de estudo: **a)** Fase de rifteamento continental, com início de deposição das sequências sedimentares do Supergrupo Açungui (Obs: neste caso, a sedimentação se dá em torno de 1,5 Ga); **b)** Formação de assoalho oceânico e desenvolvimento de margem passiva, com atuação de movimentos divergentes. (mod. de SANTOS et al., 2015).

O registro evolutivo inicial da área refere-se à deposição das rochas sedimentares posteriormente metamorizadas pertencentes à Formação Água Clara, compreendida no Supergrupo Açungui (CAMPANHA, 1991; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; SANTOS et al., 2015), das quais reconheceu-se em campo: uma unidade inferior metapelítica, constituída por muscovita-xistos, quartzo-muscovita-xistos e quartzitos com biotita, sericita e clorita; e uma unidade superior carbonática, composta por mármore impuros e calciossilicatadas.

Essa sequência litológica admite a interpretação do ambiente deposicional como inicialmente marinho profundo, com formação de rochas pelíticas, que grada

para um ambiente marinho raso, onde foram depositados calcários puros e impuros.

Em relação aos dados obtidos e o contexto geotectônico da região, é plausível afirmar, portanto, que a bacia em questão teria se formado durante as fases distensivas relacionadas à fragmentação do Supercontinente Rodínia, no Mesoproterozoico.

Autores como Basei et al., 2003; Weber et al., 2004 e Campanha et al., 2008 corroboram tal assertiva e apresentam idades de sedimentação em torno de 1450-1500 Ma para o conjunto.

Segundo Weber et. al., (2004), a Formação Água Clara foi estabelecida entre 1.4 e 1.5 Ga e seu pacote rochoso é descrito como de ambiente plataformal de águas rasas, onde predominou a sedimentação de carbonatos e sua intercalação com metarritmitos, e águas mais profundas para as fácies com predominância de sedimentos de origem clástica, como os xistos e filitos.

A formação das rochas sedimentares da Formação Água Clara ocorre no contexto tectônico da Tafrogênese Estateriana, que ocorreu durante o Mesoproterozoico, e representa o rifteamento do supercontinente Atlântica. Trata-se de rochas metassedimentares predominantemente de deposição química, intercaladas com pacotes e lentes argilosas e arenosas que indicam um ambiente de plataforma carbonática (águas rasas) que recebia sedimentos clásticos esporadicamente.

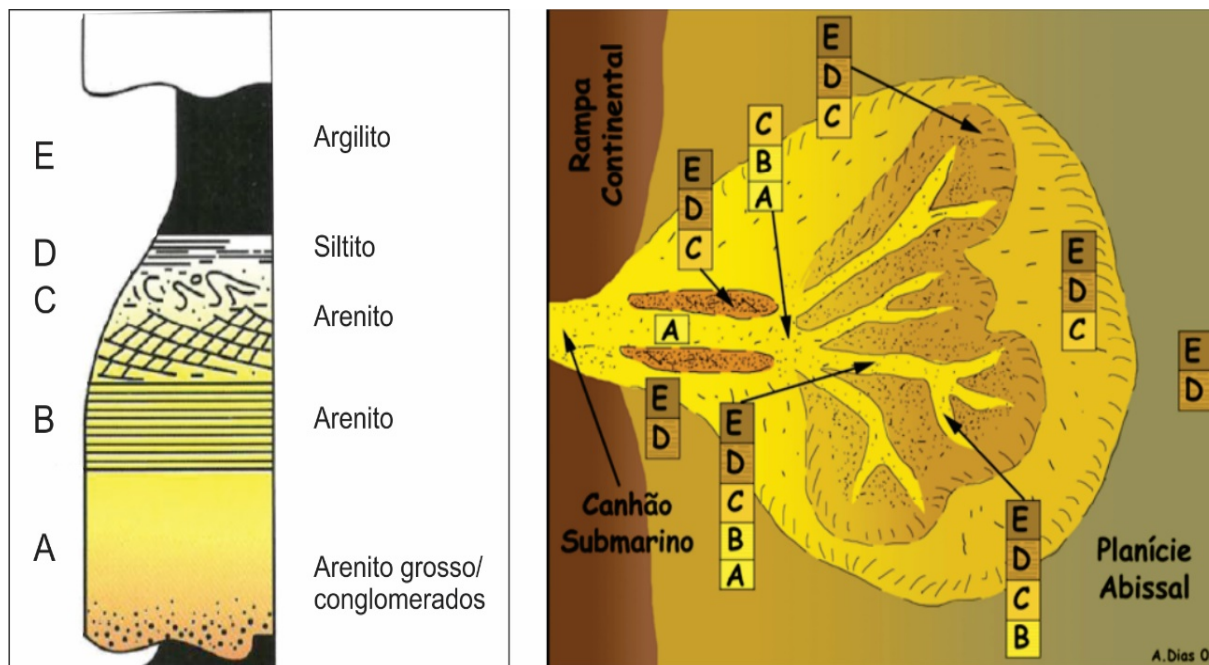
O Grupo Votuverava, pertencente ao Supergrupo Açunguí, é composto predominantemente por rochas metassedimentares e metabásicas, com todos estes litotipos encontrados na área estudada. Essa sequência metavulcanossedimentar é interpretada como uma sequência turbidítica de águas profundas (talude ou fossa) (CAMPANHA & SADOWSKY, 1999)

Segundo Kops (1994), os turbiditos encontram-se normalmente incompletos e apresentam da base para o topo, areia maciça a gradacional, areia e silte em laminação paralela, com estratificações convolutas e finamente laminadas, equivalente aos níveis A, B, C e D de Bouma (1962) (Figura 6.2).

Os metaconglomerados polimíticos indicam ambiente de sedimentação em zonas de talude com material carregado em *canyons* submarinos. Ocorre ainda interdigitação de rochas vulcanossedimentares (metabasitos, rochas vulcanoclásticas e formações ferro-manganesíferas), o que indica paleoambiente de

águas profundas (CAMPANHA & SADOWSKY, 1999).

Os metabasitos do Grupo Votuverava apresentam assinaturas geoquímicas distintas: basaltos toleíticos de arco de ilha, basaltos de dorsal meso-oceânica normais a levemente enriquecidos e basaltos de dorsal meso-oceânica enriquecidos (FALEIROS et al., 2011).



**Figura 6.2** Esquemática do possível ambiente deposicional do Grupo Votuverava.

A coexistência entre estes magmas de diferentes afinidades (arco vulcânico e fundo oceânico), e a ampla variação entre valores Ti/V (15-40) indicam um ambiente de bacia retro-arco para o magmatismo básico deste grupo (FALEIROS et al., 2011). As rochas metassedimentares também corroboram com esse paleoambiente.

Faleiros et al. (2011) sugerem que a bacia retro-arco oceânica East Scotia Ridge pode ser considerado como um análogo moderno para o ambiente tectônico sugerido para o Grupo Votuverava. Dados geocronológico U/Pb conferem idades Calinianas ( $1479 \pm 12$  Ma e 1510 Ma) (CPRM, 2006).

Discordantemente, acima do Grupo Votuverava, ocorre o Grupo Itaiacoca, constituído basicamente na região de rochas metassedimentares. Siga Júnior et al. (2011) consideram a unidade formada em um ambiente plataformal marinho raso, baseados em estruturas sedimentares reliquias (estratificação cruzada, bandamento gradacional, estromatólitos).

A sequência Itaiacoca está relacionada a regimes extensionais do Toniano

(SIGA JÚNIOR et al., 2011). As datações por U/Pb sugerem idades entre  $1030 \pm 79$  a  $936 \pm 36$  Ma (CPRM, 2006).

Este contexto geotectônico marcado por esta sequência de episódios iniciais e seguido de eventos tectônicos:

c) prismas de acreção, com fechamento do oceano, colisão de continentes, orogênese, metamorfismo e magmatismo;

d) colapso do orógeno, com erosão e consolidação de um novo supercontinente, em condições distensivas (HASUI, 2010)

Nesta fase tectônica envolveu-se eventos tectono-magmáticos-metamórficos na área, em que as rochas foram polideformadas. A continuidade da evolução geológica da área se deu durante o Neoproterozóico, com o ciclo orogênico Brasileiro na Faixa Ribeira e foram reconhecidas em campo como:

(I) fases de deformação ( $D_n$  e  $D_{n+1}$ ), com formação das foliações de baixo ângulo  $S_n$  e  $S_{n+1}$ , respectivamente, marcadas por forte xistosidade e clivagem de crenulação, associadas à dobramentos em escala micro a macroscópica. Dentro do contexto da área mapeada, Fiori (1992, 1993) denomina o Sistema de Cavalgamento Açungui e o Sistema de Dobramentos Apiaí, ambos em contexto compressivo de empurrão e agentes causadores das fases deformacionais  $D_n$  e  $D_{n+1}$ , respectivamente. Por esse motivo, são associados à etapa de colisão do Ciclo Brasileiro, que atuou exibindo caráter diacrônico entre 900 e 460Ma (HASUI, 2010).

(II) metamorfismo regional progressivo, instalado em fácies xisto verde médio, de pressão e temperatura moderada, com consequente desenvolvimento dos xistos e rochas calciossilicatadas.

Os três grupos foram submetidos a duas deformações sin-colisional na orogênese brasileira, e com etapa principal um encurtamento crustal da região (SANTOS et al, 2015) (Figura 6.3a).

Segundo Fiori (1993), duas fases deformacionais  $D_n$  e  $D_{n+1}$  referentes a um mesmo evento de esforços de cavalgamento foram responsáveis pela formação de foliações paralelas ao acamamento sedimentar  $S_0$ . A evolução dessas duas fases deformacionais no ambiente colisional foram responsáveis pelo fechamento do Oceano Adamastor.

A primeira fase de deformação  $D_n$ , de caráter dúctil, resultou no metamorfismo de baixo grau na fácies xisto verde do pacote sedimentar, gerando um plano de

foliação  $S_n$  paralela ao acamamento sedimentar marcado pela orientação de cristais micáceos de muscovita e cristais prismáticos de actinolita-tremolita. Apesar de ser encontrada com um mergulho de baixo ângulo, encontra-se sub-verticalizada em grande parte da área devido a deformações posteriores.

A segunda fase de deformação  $D_{n+1}$ , como citada acima, encontra-se no mesmo contexto tectônico que a deformação  $D_n$ , porém corresponde a um evento posterior. A direção de esforço permaneceu a mesma ao longo do evento tectônico, o que fez com que  $S_{n+1}$  ficasse paralelo a  $S_0$  e  $S_n$  na maior parte da região.

Ademais, foram geradas dobras inclinadas e recumbentes com planos axiais sub-horizontais o que gerou uma crenulação em  $S_n$ . Próximo à região de charneira, as foliações  $S_0$  e  $S_n$  encontram-se perpendiculares a  $S_{n+1}$ , porém ocorrem de forma restrita na região uma vez que a área de estudo se encontra em uma zona de flanco dessas macro-dobras

As primeiras fases de deformações  $D_n$  e  $D_{n+1}$ , de caráter dúctil, resultou no evento metamórfico  $M_1$ , regional progressivo, na fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, relativo aos metassedimentos da Formação Água Clara e Grupo Votuverava, e na fácies xisto verde médio a alto, no Grupo Itaiacoca, o que gerou um plano de foliação  $S_n$  paralela ao acamamento sedimentar marcado pela orientação de cristais micáceos de muscovita e biotita e cristais prismáticos de hornblenda e actinolita-tremolita. Apesar de ser encontrada com um mergulho de baixo ângulo, encontra-se sub-verticalizada em grande parte da área devido a deformações posteriores.

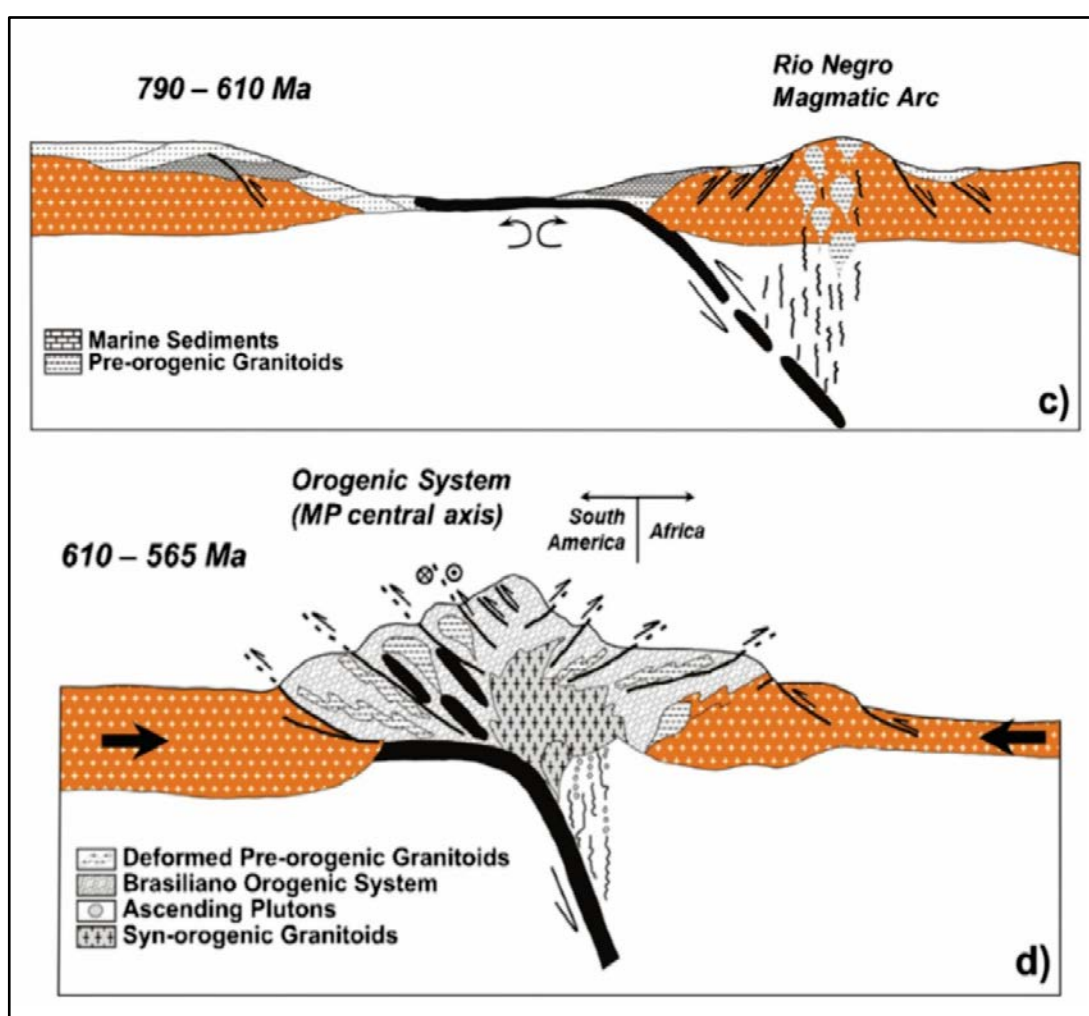
(IIIa) intrusão das rochas graníticas do Granito Três Córregos nos metassedimentos adjacentes, relacionada mais especificamente à fase deformacional  $D_{n+1}$ . Segundo Campanha & Sadowski (1999), entre 700 e 600 Ma, a região de estudo apresentava-se em contexto de subducção, com geração de rochas granitóides do Tipo I em ambiente de margem continental ativa do tipo andina, ou Cordilheirano, ou orogênico ou sin-colisionais, denominados por Pitcher (1983) e que constituem as fases magmáticas iniciais do Arco Magmático Rio Negro responsável pelo metamorfismo de contato e extensa intrusão cálcio-alcalina, representada pelas rochas granitoides do Granito Três Corregos (Figura 6.3c).

Em termos tectônicos, Gimenez Filho et al. (2000) interpretam este complexo como relacionado à arcos magmáticos, gerados a partir da colisão entre o Terreno Apiaí e o Terreno Atuba, cuja subducção teria ocorrido de NW para SE. Datações

pelo método Rb-Sr indicam idades entre 610 a 590 Ma.

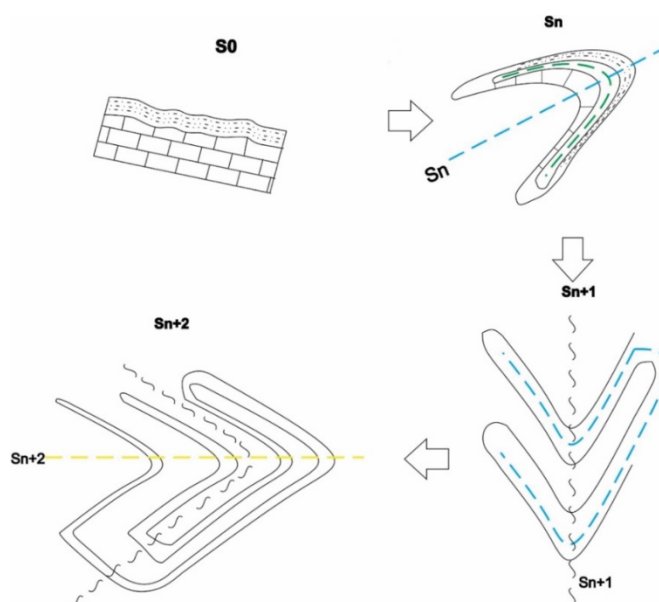
(IIIb) metamorfismo de contato ( $M_2$ ) em condições de baixa pressão e alta temperatura, pertinente à intrusão granitoide, que atuou gerando novas fases cristalinas por processos metassomáticos/hidrotermais e recristalização dos minerais das rochas encaixantes. Esses processos supracitados são, por sua vez, característicos de eventos tectônicos de grande escala, tal como formação de supercontinentes.

Posteriormente todas as unidades pré-cambrianas da área foram submetidas a dois eventos deformacionais associados com sistemas transcorrentes tardi-colisionais  $D_{n+2}$  e  $D_{n+3}$  (Figura 6.3d).

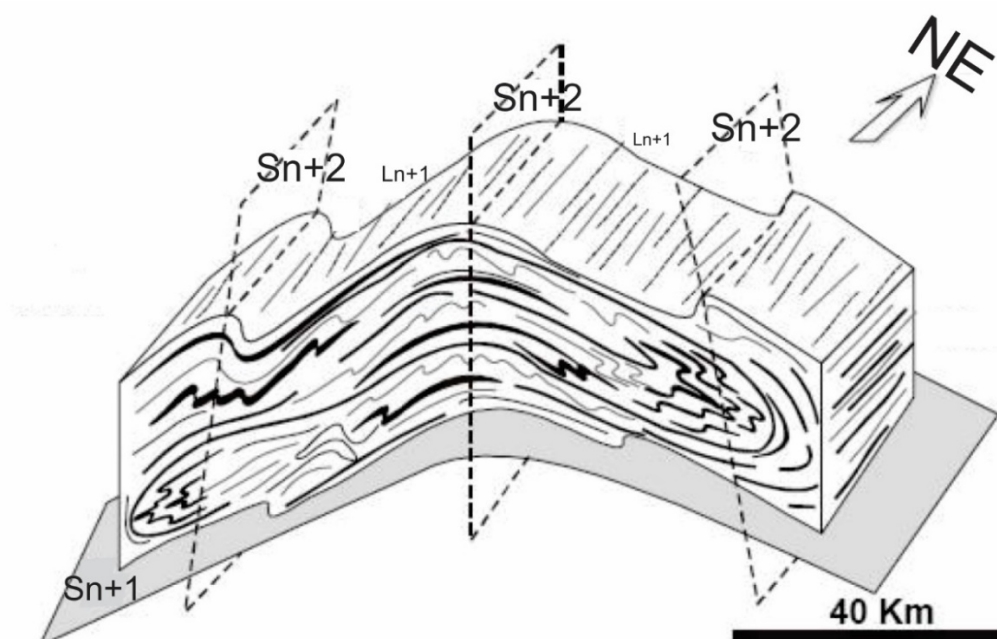


**Figura 6.3** Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro: **c)** estágio de início de subducção em margem ativa, com atuação de sistemas de empurrão, correspondentes ao Sistema de Cavalcamento Açungui e ao Sistema de Dobramento Apiaí na região mapeada; **d)** estágio de colisão continental associada a intrusões graníticas sin-orogênicas (Batólito Granítico Três Córregos) (mod de SANTOS et al., 2015).

Segundo Hackspacher & Godoy (1999) e Santos et al. (2015), essa fase deformacional corresponde a uma fase de escape lateral (fase de colisão tardia), o que gerou zonas de cisalhamento com a mesma direção de todo “trend” estrutural da área (NE-SW). Modelo de evolução das fases deformacionais para a área observados nas figuras 6.4 e 6.5.



**Figura 6.4** Representação de  $S_0$  estrutura reliquiar e os três estágios principais deformacionais  $D_n$ ,  $D_{n+1}$  e  $D_{n+2}$ .



**Figura 6.5.** Padrão de redobramento para a área associado a uma deformação final de natureza compressiva-transcorrente.

Os maciços são tardi- a pós-tectônico a fase de deformação  $D_{n+2}$  e o posicionamento e a geometria final do maciço são controlados pelos falhamentos transcorrentes que se iniciaram ou foram reativados após o metamorfismo regional e se prolongaram até o fim do Ciclo Brasileiro.

A ocorrência de granitos brasileiros, podem ser associadas a uma história transtrativa, onde as diferentes zonas de cisalhamento seriam responsáveis pela colocação e estruturação dos principais corpos graníticos (HACKSPACHER & GODOY, 1999).

Distanciando das zonas de cisalhamento, entre os maciços graníticos, esta fase assume um carácter regional dúctil, com esforço transpressivo devido à acomodação das rochas granitóides, gerando ondulações suaves a abertas, também com orientações principais NE-SW e com desenvolvimento de uma tênue foliação subvertical. As associações minerais de  $D_{n+3}$  indicam condições de fácies xisto-verde baixo.

Associado a esta tectônica dúctil de direção NE-SW, os principais falhamentos foi responsável pela estruturação e compartimentação em blocos altos e baixos, com soerguimentos de profundidades diferentes evidenciados, através da disposição lateralmente de unidades unidade metassedimentares distintas. Portanto o arcabouço geológico da área compreende grandes compartimentos geotectônicos, delimitados por zonas de cisalhamentos de idade Neoproterozóica, com rejuvenescimento tardios, definindo os três principais domínios geotectônicos.

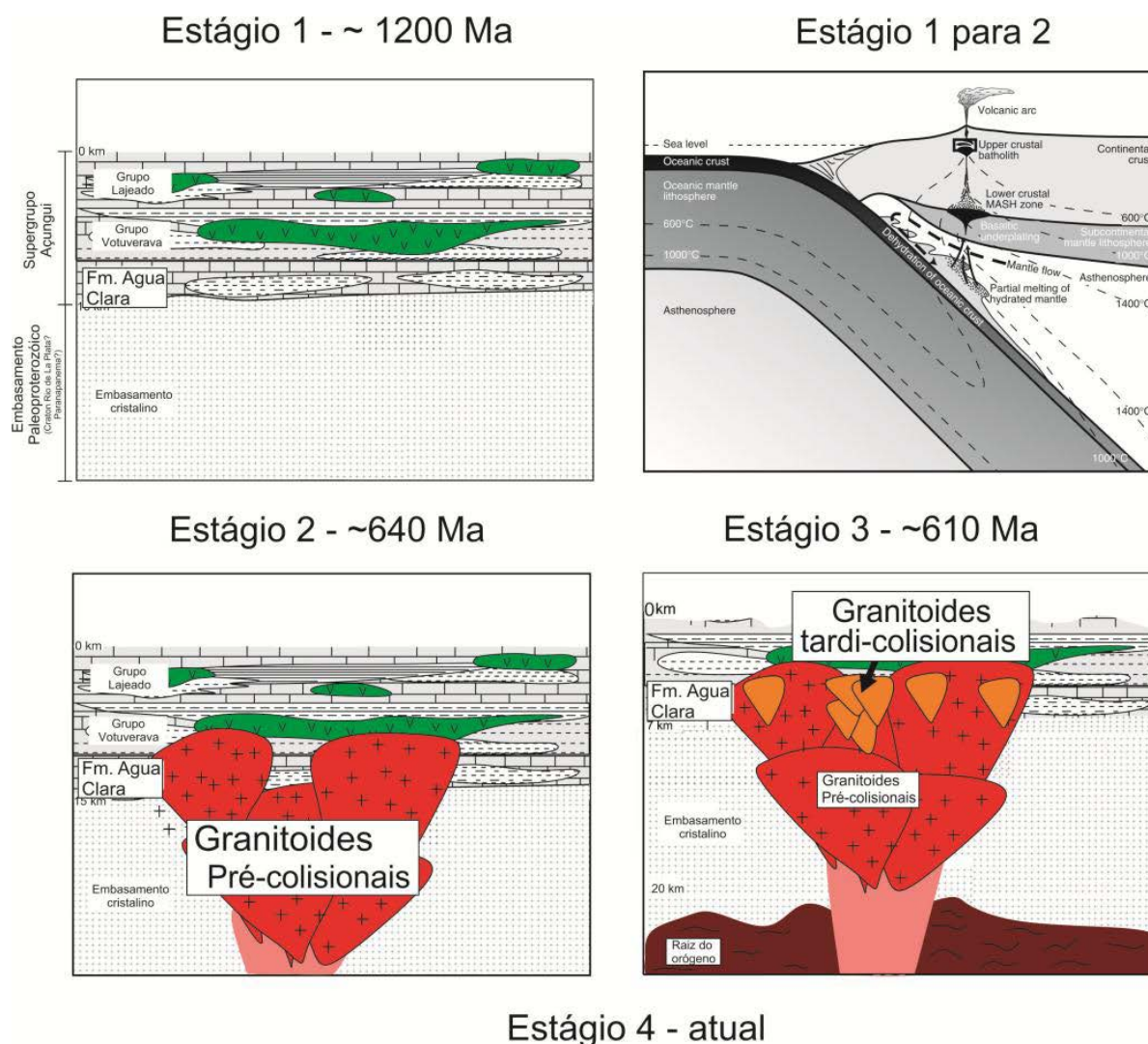
Apesar de ter um carácter transcorrente em uma macro escala, há também zonas de transpressão com uma verticalização das camadas, o que fez com que as foliações  $S_n$ ,  $S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$  paralelizassem e as lineações minerais  $L_{n+2}$  permanecessem obliquas em relação à direção NE-SW. A movimentação dessa zona de cisalhamento é dextral, representada por indicadores cinemáticos.

Associado a esses eventos deformacionais está a intrusão do Granito Capão Bonito, que constitui um evento magmático pertencente às séries cálcio-alcálicas alto potássio a shoshonítica ou às séries subalcalinas potássicas, com carácter predominantemente peraluminoso a metaluminoso (BOLONINI, 2010; 2011; BOLONINI & GODOY, 2013).

O magmatismo é compatível com os granitos do Tipo A, pós- orogênico a anorogênico de ambiente intraplaca, com fusão de material da crosta inferior

(VIEIRA, 2015). Segundo Pitcher (1983) estes granitos cálcios alcalinos de alto potássio podem ser classificados como Granito tipo- I ou Caledoniano ou pós-tectônico e que seriam condizentes com uma uma deformação extensional, condizentes com os estágios finais colisionais (Figura 6.6).

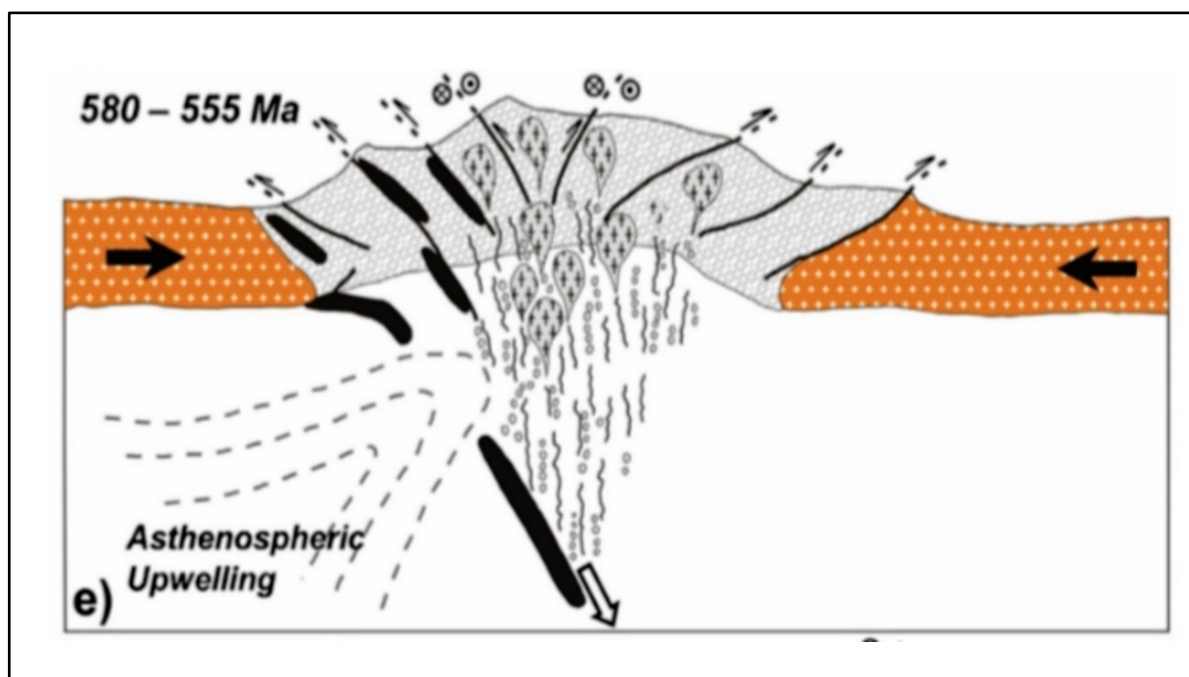
Segundo PRAZERES FILHO et al. (2003) este período é marcado por intrusão de plútons graníticos rasos datados entre 590 e 560 Ma (idades U-Pb em zircão e Ar/Ar em biotita que são considerados extensão da Província Itu.



**Figura 6.6** Esquema da evolução da área, com ênfase para as intrusões e os estágios em que ocorrem até chegar a um perfil representativo atual. (mod. de RICHARDS, 2003).

Concomitantemente a esse resfriamento crustal, ocorre o evento metamórfico  $M_3$ , regional regressivo, que afeta todas as rochas, sejam elas metassedimentares, sejam granitoides, da área. A fase da granitogênese final ou tardia, ou colisional é definida localmente na área por pequenos corpos de granitos equigranulares, aplítos

e pegmatitos com a presença de minerais aluminosos (muscovita) ou turmaliníferos (Figura 6.7).



**Figura 6.7** Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasileiro de um dos estágios finais da colisão, com forte atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes (mod. de SANTOS et al., 2015).

Findado os eventos pertinentes ao Ciclo Brasileiro, a região atingiu um estágio de relativa estabilidade, com exceção das reativações estruturais que propiciaram o magmatismo básico mesozoico, relacionado à Formação Serra Geral, que se manifesta através de diques de diabásio de direção principal NW-SE.

Renne et al (1996) e Franco (2006) sugerem que esses diques estão relacionados com intrusões alinhadas com o “*trend*” estrutural dos lineamentos de Guapiara, durante o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa. O estiramento litosférico e a ascensão da pluma geraram anomalias termais que acarretaram em atividade ígnea distensional (ROSTIROLLA et al., 2000).

Os mesmos autores correlacionaram as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, datadas em 155 Ma, com os diabásios dos diques do Lineamento de Guapiara, datados em  $132 \pm 10$  Ma.

Esses eventos tectônicos estariam relacionados aos eventos de ruptura do Gondwana e formação dos derrames basálticos da Formação Serra Geral. A evolução geológica da área está em processo contínuo e os depósitos aluvionares são um reflexo da atuação dos processos erosivos, responsáveis pela formação do atual relevo.

## CAPÍTULO 7

### 7 CONCLUSÕES

A área mapeada no presente trabalho situa-se no extremo sul do estado de São Paulo e compreende a faixa centro-sul do Cinturão Ribeira, na porção central da Província Mantiqueira. Na região, oito unidades litoestratigráficas principais foram mapeadas: metassedimentos pertencentes à Formação Água Clara, ao grupo Votuverava e ao Grupo Itaiacoca de idade neo a mesoproterozoica, corpos graníticos neoproterozoicos representantes do Granito Três Córregos, corpos graníticos cambrianos a neoproterozoicos do Granito Capão Bonito, rochas sedimentares (Grupo Itararé) da Bacia do Paraná, intrusivas básicas (Formação Serra Geral) e sedimentos recentes.

O quadro estrutural-metamórfico é determinado predominantemente pelo arranjo tectônico neoproterozóico, identificado nas rochas epimetamórficas do Supergrupo Açunguí. As rochas apresentam uma evolução estrutural do tipo polifásica, evidenciada pelo registro principalmente de quatro fases deformacionais  $D_n$ ,  $D_{n+1}$ ,  $D_{n+2}$  e  $D_{n+3}$ .

As deformações são plenamente registradas nos litotipos metassedimentares e, em menor escala, nos corpos graníticos. Associadas aos eventos estruturais são caracterizados os eventos metamórficos  $M_1$ ,  $M_2$  e  $M_3$ .

As estruturas primárias, devido aos intensos processos de transposição das foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$  e deformação milonítica, associadas à deformação de alto ângulo  $S_{n+2}$ , a manutenção das estruturas ocorrem de forma escassa, com predominância somente do acamamento gradacional reliquiar  $S_0$ , nas áreas menos deformadas, nas quais predominam a deformação de baixo ângulo.

Nas zonas que ocorrem a deformação de alto ângulo, nas regiões de zona de cisalhamento, superpõem-se as demais, um bandamento composicional tectônico.

As deformações progressivas tangenciais  $D_n$  e  $D_{n+1}$  encontram-se associadas ao início do processo colisional, associadas às zonas de cavalgamento e relacionada as fases iniciais da orogênese com espessamento crustal.

O primeiro evento deformacional  $D_n$  é responsável por dobras isoclinais a recumbentes, fechados, decimétricas, com foliação plano-axial  $S_n$  de baixo a médio ângulo e direção preferencial N30E/30NW, subparalela ao bandamento composicional  $S_0$ .

O segundo evento deformacional  $D_{n+1}$  constitui uma foliação plano-axial identificada por uma clivagem ardósiana penetrativa ou uma de clivagem de crenulação  $S_{n+1}$  não penetrativa e espaçada milimétrica a centimetricamente entre porções da rocha.

Apresentam atitude N40W/30SW, com mergulhos com variações de baixo a médio. Localmente ocorrem as duas foliações  $S_n$  e  $S_{n+1}$ , no entanto, quando paralelizadas, nos flancos das dobras recumbentes apenas a foliação  $S_n$  é preservada.

A granitogênese sin- colisional associa-se a uma tectônica dúctil  $D_{n+1}$  com *emplacement* das rochas do Granito Três Córregos, vista principalmente na reorientação dos minerais máficos (biotita e hornblenda) e a geração de porfiroblastos de granada e hornblenda nas aureolas de metamorfismo de contato desenvolvidas lateralmente aos corpos ígneos.

Esta relação estrutural, com corpos graníticos que apresentam foliação de baixo ângulo, ressalta o caráter sin- cinemático do *emplacement* magmático ao evento tectônico  $D_{n+1}$  do Supergrupo Açunguí.

O terceiro evento deformacional  $D_{n+2}$  envolve esforços transpressivos em caráter dúctil-ruptil e retrometamórfico e é definida pela formação de amplas dobras normais, suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, com uma tênue clivagem sub-vertical, com plano axial de atitude N60E/75SE.

Esta clivagem evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, com foliação milonítica e/ou cataclásticas  $S_{n+2}$  que afetam principalmente as bordas do corpo, paralelas ao *trend* regional NE-SW, ambas paralelas a direção geral NE-SW regional.

A foliação  $S_{n+2}$  é penetrativa nas zonas de cisalhamento, e apresenta

indicativos de movimentos basicamente de caráter dextral, o que caracteriza uma foliação milonítica, com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias sedimentares e regionalmente as paragêneses de metamorfismo de contato.

A deformação  $D_{n+2}$  ocorre associada à ascensão magmática tardia das rochas pós- colisionais do Granito Capão Bonito, associadas a zonas de cisalhamentos e a atual estruturação alongada do maciço encontra-se correlacionada a esta deformação.

As rochas granitóides evidenciam um caráter fracamente milonítico e/ou cataclástico nas suas bordas, quando expostos os seus contatos com as rochas encaixantes, com o contato norte a partir da Falha de Capão Bonito ou Zona de Cisalhamento Itapirapuã e o contato sul através da Falha do Bairro dos Alves ou Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava.

A fase deformacional  $D_{n+3}$  apresenta dobras similares ao evento anterior, mas com plano axial com direção NW/SE. É marcada por uma tênue foliação ou clivagem de fratura de direção N45W/80SW.

Tardiamente observam-se diques básicos intrusivos controlados por um *trend* de direção principal NW-SE, que são correlatos aos diques que se encaixam na direção das juntas e enxames de diques associados ao Lineamento Guapiara (NW-SE).

Os eventos metamórficos foram descritos principalmente nos litotipos dominantes, os filitos e xistos, que frequentemente transacionam para metarritmitos e metarenitos (principalmente no Domínio III) e localmente nas ocorrências de rochas metabásicas, rochas carbonáticas e rochas anfibolíticas.

Identificam-se nas rochas dominantes, os filitos, pelo marcante domínio de um bandamento composto por porções com texturas predominantemente granoblásticas de composições (quartzo-feldspática) e porções com texturas lepidoblásticas (clorita e sericita).

O metamorfismo regional dos metassedimentos do Grupo Votuverava e Formação Água Clara é do tipo dinamotermal (Barroviano), em fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo.

A paragênese quartzo + biotita + muscovita é a associação metamórfica  $M_1$ . Esta fase caracteriza-se pelo auge do metamorfismo evidenciado pelo crescimento

de biotita e muscovita como um dos minerais formadores da clivagem  $S_{n+1}$ , e geralmente encontra-se reorientada segundo um bandamento composicional deformacional, além de parcial recristalização de quartzo.

Ocorrem anfibolitos com paragênese de hornblenda + oligoclásio/andesina, calciossilicáticas que apresentam paragêneses compostas por quartzo + carbonato + talco + tremolita e rochas básicas, com paragênese definida por actinolita/tremolita + clorita + epidoto e localmente hornblendas.

Já no Grupo Itaiacoca o metamorfismo é do tipo dinamotermal (Barroviano), com ápice metamórfico na fácies xisto verde média a alta, marcado pela paragênese de clorita + sericita  $M_1$  nos filitos e pela preservação das estruturas primárias na rocha  $S_0$ . O metamorfismo de contato  $M_2$  apresenta pequena expressão areal o que dificulta a sua delimitação. Caracteriza-se pela geração de novas fases cristalinas por metassomatismo e recristalização dos minerais das rochas encaixantes próximas às intrusões magmáticas, em condições de baixa pressão e baixa a média temperatura. Com isso forma-se *hornfels* e *skarns* nas zonas de contato.

O metamorfismo dinâmico  $M_3$  é intenso e vinculado a uma foliação milonítica e/ou cataclástica, com desenvolvimento localmente de filonitos com marcante acamamento tectônico que obliteram as estruturas reliquiares e as estruturas deformacionais mais antigas.

Quando atuante sobre os corpos graníticos é observado principalmente nas suas zonas marginais próximo aos seus contatos com as rochas metassedimentares e localmente nas regiões internas do corpo por falhamentos direcionais, sempre com direções paralelas às grandes zonas de cisalhamento desenvolvidas no final da fase  $D_{n+2}$ .

Este processo rúptil superpõe ao conjunto das rochas, a partir de transformações minerais retrometamórficas  $M_3$ , o que desestabiliza as paragêneses tanto na Formação Água Clara e Grupo Votuverava como no Grupo Itaiacoca para condições de fácies xisto-verde baixa, com sericita + clorita nos filitos, tremolita/actinolita + clorita + epidoto nas metabásicas e tremolita/actinolita + clorita + albita nos anfibolitos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. Relevo, estrutura e rede hidrográfica do Brasil. **Boletim Geográfico**, v. XIV, n. 132, p. 225-288, 1954.
- ALGARTE, J.P. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 65-69, 1972.
- ALGARTE, J.P., HAMA, M., CHIODI FILHO, C. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000**. CPRM, convênio DNPM/CPRM, v.1. São Paulo. 1986.
- ALMEIDA F.F.M.de. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 28, p. 54-55, 1956.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: **Boletim DNPM/DGM**, v. 241, 38p.,1967.
- ALMEIDA, F.F.M de & HASUI, Y. Província Mantiqueira – Setor central. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (eds.) **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo. Blücher. p. 308-344, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. **Províncias estruturais brasileiras**. SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 8, Campina Grande. **Anais...** Recife: SBG/NE. p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICH, C.A. Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p. 1981.
- 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.; WEBER.; "Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil" – IV South American Symposium on Isotope Geology (**Short Papers**), 2003.
- BASEI, M.A.S. SIGA, Jr. O; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos

- terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 22, p. 216-221, 1992.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR. O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A., SATO, K., CURY, L.F., PRAZERES FILHO H.G.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; WEBER, W. Geochronology and Isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira belt, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2004, Salvador, **Short Papers...** Salvador, p. 501-504, 2004.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. **Estudos preliminares na Série Açungui: VII – A Formação Votuverava**. Curitiba, Instituto de História Natural, **Geologia: Boletim 2**, 60 p., 1958.
- BISTRICH, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo na escala 1: 500.000**. IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, Contrato IPT/ Pró-Minério, vol. I, 104 p. (IPT. Relatório 22 150) (inédito), 1985
- BOLONINI, T.M. **Geologia e Potencialidade do Granito “Vermelho Capão Bonito” (Sudoeste do Estado de São Paulo) como Rocha Ornamental**. Rio Claro, 2011, 183p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - IGCE-UNESP.
- BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Levantamento da Potencialidade do Sienogranito “Vermelho Capão Bonito”, como rocha ornamental e para revestimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLV, 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM, 2010.
- BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Controle estrutural na lavra do Maciço Capão Bonito, SP, para utilização como rocha ornamental e para revestimento. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, XIII, 2011, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 512-515, 2011.
- BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Geologia e Geoquímica das rochas graníticas do Maciço Capão Bonito, SP. São Paulo, UNESP. **Geociências**, v. 32, n. 3, p. 452-470, 2013.

- BOUMA, A.H. Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. **Amsterdam: Elsevier**, 1962.
- BUCHER, K. & FREY, M. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Springer-Verlag, Berlin, 318 p. 1994.
- BUCHER, K. & GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 428 p., 2011.
- BRITO NEVES, B.B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. Constraining the age of the Iporanga Formation with shrimp U-Pb zircon: implications for possible ediacaran glaciation in the Ribeira belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, p. 117-125, 2008.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 296 p., 1991.
- CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 105 p., 2002.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL- -BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 725-742, 1987
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530–550, 2015a.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, p. 1-12, 2015b.

- CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. **Projeto Capão Bonito, Relatório Final**. São Paulo, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/PROMINÉRIO, 2v., 1983.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo: Sistemas de Informações Geográficas (SIG)**. Brasília: MME, Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Escala 1:750000, CD-ROM, 2006.
- CURY, L.F.; SIGA JUNIOR, O.; HARARA, O.M.M.; PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S. Aspectos tectônicos das intrusões dos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-Cambriano paranaense. Estudo baseado em datações  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  em Micas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 8, n. 1, p. 87-104, 2008.
- CURY, L.F.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.M.; SATO, K. 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. **Geologia USP. Série Científica**, v. 2, p. 95-108, 2002.
- DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, A.L.; NAGATA, N.; FERNANDES, L.A.; ALBUQUERQUE FILHO, J.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6. Rio Claro. **Anais...Rio Claro**. SBG. p. 173-189, 1987.
- EBERT, H.D. & HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (eds.). **Continental transpressional and transtensional tectonics**. London: Geological Society, (Geological Society Special Publication, v. 135. p. 231-253, 1998.
- FALEIROS, F.M. **Evolução De Terrenos Tectono-Metamórficos Da Serrania Do Ribeira E Planalto Do Alto Turvo (SP, PR)**. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 306 p., 2008.
- FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz

- recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193–214, 2010.
- FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. **Geologia USP, Série Científica**, v. 11, n. 2, p. 135-155, 2011.
- FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p., 1996.
- FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 261 p., 1990.
- FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27, 1994.
- FRANCO, A.O.B. **Termocronologia por traço em apatitas na região do arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva**. 123 f. Tese (Mestrado em Geologia Regional), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 2006.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ALMEIDA, M.A.; COUTINHO, J.M.V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 21, p. 73-92, 1990.
- FUCK, R.A. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense Geociências**. v. (23-25), p. 183-221, 1967.
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. **Precambrian Research**, v. 160, n. 1-2, p 108-126, 2008.
- GIMENEZ FILHO, A. **Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a Noroeste de Apiaí, SP**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, São Paulo, 207 p., 1993.
- GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO M.C.H.; TREVIZOLI JR., L.E.

- Geologia, Petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 92- 106, 1995.
- GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.A., CAMPANHA, G.A.C., TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JR., L.E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1-3, p. 45-50, 2000
- GREENWOOD, H.J. Metamorphic reactions involving two volatile components. **Annu Rep Dir Geophys Lab** v. 61, p. 82-85, 1962.
- GREENWOOD, H.J. Mineral equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. In: P. H. Abelson (ed.), **Researches in Geochemistry**. John Wiley. New York. v. 2, p. 542-567, 1967.
- GUIMARÃES, G.B. **As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos**. Tese Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 230 p., 2000.
- HACKSPACHER, P.C. & GODOY, A.M. Vertical Displacement During Post-Colisional Escape Tectonic (Brasiliano Orogeny) of The Ribeira Belt, São Paulo, Brazil. **Journal of African Earth Sciences**. Elsevier Science Ltd., Africa do Sul, v. 29, n. 1, p. 25-32, 1999.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.H., OLIVEIRA, M.A.F. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil new geochronological and geochemical constraints from São Roque Açungui groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.
- HARKER, R.I. & TUTTLE, O.F. Experimental data on the Co<sub>2</sub> – T curva for the reaction: calcita + quartz = wollastonite + carbono dioxide. **Amer. Journ. Sci.**, v. 254, p. 239, 1956.
- HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. **Geociências**. São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M.A., Bartorelli, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, p. 331-372. 2012.

- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. Província Mantiqueira. Setor Central. In: Almeida, F.F. de & Hasui, Y. (Eds). **O Pre-Cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 2579-2593. 1978
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C. TROUW, R.A.J.; JANASI, V. A. **Província Mantiqueira**. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de. (Orgs.) 2004. **Geologia do Continente Sul-americano**: São Paulo: ed. Beca. p. 203-236. 2004.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. **An outline of structural geology**. Wiley, New York, 571 p., 1976.
- HOWELL, G.H. 1995. **Principles of tectonic analysis: new applications for global tectonics**. Chapman & Hall. London – Glasgow Weinheim – New York – Tokyo – Melbourne – Madras. 245 p. 1995.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. U-Pb ages and chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes batholith (W of Sao Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v.14, p. 363–376, 2001.
- JOHANNES, W. & PUHAN, D. The calcite-argonite transition reinvestigated. **Contrib. Mineral. Petrol.** v. 31, p. 28-38, 1971.
- KOPS, P.T. **Geologia das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara à sudeste do Complexo Granítico Três Córregos, Estado do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 132 p., 1994.
- LEITE, R.J. **Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes–SP**. São Paulo, Tese Doutorado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 218p., 2003.

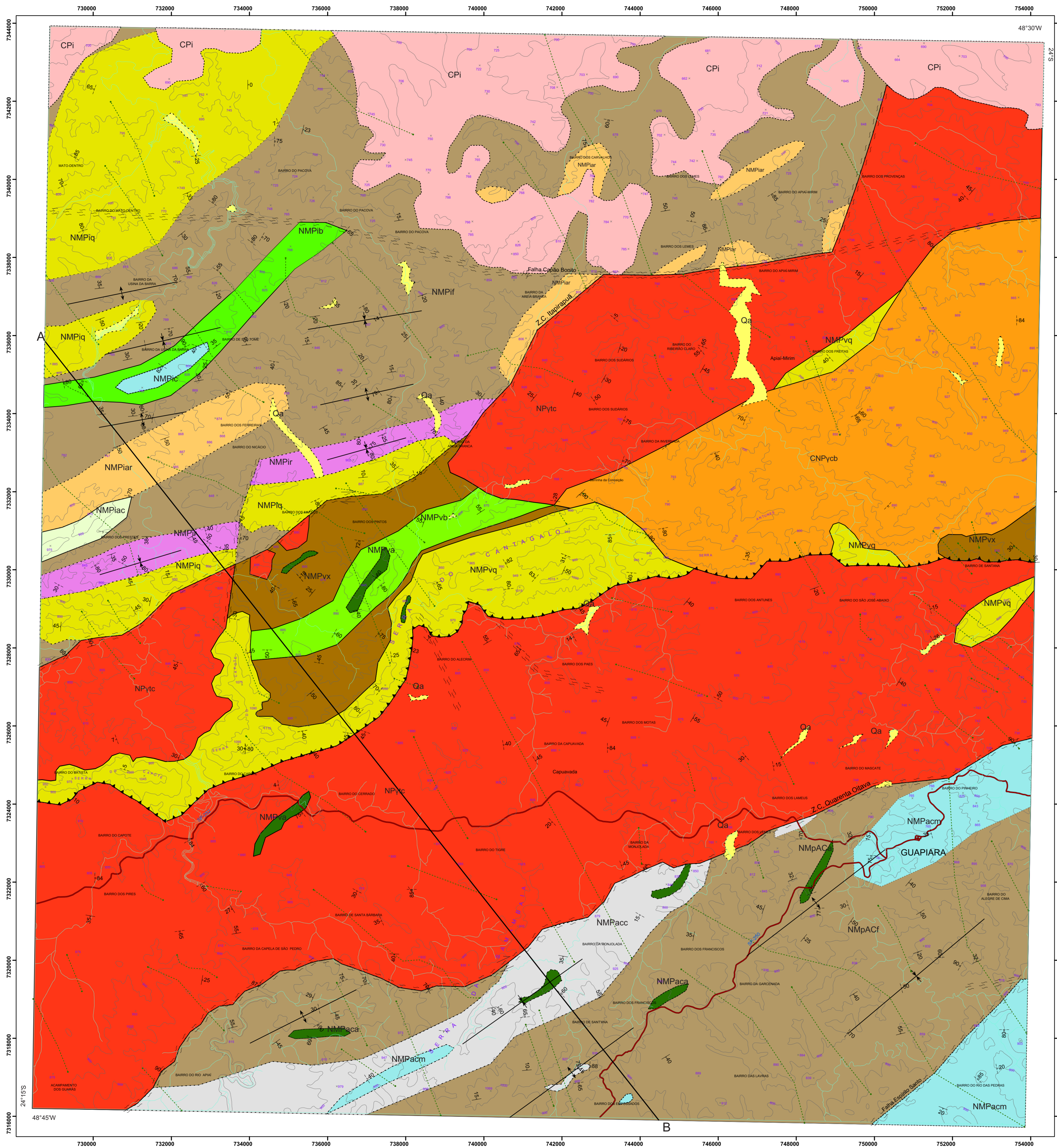
- LEITE, R.J.; HEAMAN, L.M.; JANASI, V.A.; MARTINS, L.; CREASER, R.A. The late- to post orogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiá Domain, SE Brazil): constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p. 193–212, 2007.
- LIU, J.G.; KUNIYOSHI, S; ITO, K. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basalt system. **Amer. J. Sci.**, v. 274, p. 613-632, 1974.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23/25, p. 43-103, 1967.
- MCCLAY, K. **The Mapping of Geological Structures** (Geological Society of London handbook). John Wiley & Sons Tdt, Chichester, England, 161 p., 1987.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. **Bacia do Paraná**. In: MILANI, E.J., RANGEL, H.D., BUENO, G.V., STICA, J.M., WINTER, W.R., CAIXETA, J.M; PESSOA NETO O.C (Eds.). **Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas**. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series and tectonic setting. **Ann. Rev. Earth Sci.**, v. 3, p. 251-269, 1975.
- MUNYANYIWA, H. Mineral assemblages in calc-silicates and marbles in Zimbezi mobile belt: their implications on mineral-forming reactions during metamorphism. **Jr Afr. Earth Sci** v. 10, p. 693-700, 1990.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN, C.M.; PINTO, C.P. The Araçuaí West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. **Precambrian Research**, v. 110, p. 307-323, 2001.
- PITCHER, W.S. Granites types and tectonic environments. In. **Mountain Building Processes**. K. Hsii (ed.). **Academic Press**, p. 19-40, 1983.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e  $\delta^{18}\text{O}$  em zircão**. Tese Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 207 p., 2005.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia**

- isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. São Paulo.** Dissertação Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 180 p., 2000.
- PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR, O. 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. **Boletim IG-USP/ Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003.
- RAMSAY, J.G & HUBERT, M.I. The techniques of modern structural geology. v. 2: **Folds and fractures**. New York: Academic Press, 700 p. 1987.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico**. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 296 p., 1994.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 144, p. 199–211, 1996.
- RIBEIRO, L.M.A.L. **Estudo Geológico - Geocronológico dos Terrenos Granito-Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara (PR)**. Dissertação Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 150p., 2006.
- RICHARDS, J.P. Tectono-Magmatic Precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*. v. 98, p. 1515-1533, 2003.
- ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES L.A, ARTUR P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.
- SALLUN FILHO, W.; CAMPANHA, G.A.C.; FAIRCHILD, T.R. Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 333-340, 2005.
- SANTOS, T.M.B.; TASSINARI, C.C.G; FONSECA, P.E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.

- SCHENEIDER, R.L.; MUHLEMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 4. **Anais...** SBG, p. 41-65, 1974.
- SCHERMER, E.R.; HOWELL, D.G.; JONES, D.L. The origin of allochthonous terranes: perspectives on the growth and shaping of continents. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 2, p. 107-131, 1984.
- SIGA JR., O. **Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 212p., 1995.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; WEBER, W.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; PRAZERES FILHO, H.J.; NUTMAN, A. The Itaiacoca Group: U-Pb (zircon) records of a neoproterozoic basin. In: SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3, Chile. **Actas...**Santiago, p. 245-248, 2001.
- SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. The Neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203-240, 2005.
- SOARES, P.C. Sequências tectonossedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Curitiba, 1987. **Atas...**Curitiba: SBG. v. 2, p. 743- 771, 1987.
- SOARES, P.C. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7. Belém, 1988. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 63-79, 1988
- SOUZA, A.P. **Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde-SP/PR**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 200p. 1990.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. **Anais...** Natal, SBG. n. 3, 1254-1266, 1990.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. **Igneous and Metamorphic Petrology**, 2º ed.,

- McGraw-Hill Book Company, Inc., New York. 1960
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. **Structural analysis of metamorphic tectonites**. New York: McGraw Hill, 1968.
- VIEIRA, O.A.R.P. **Geoquímica e petrologia do Maciço Capão Bonito**. Monografia de conclusão de curso. Unesp, Rio Claro, SP. 48 p., 2015.
- WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba – SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. **Geologia USP, Série Científica**, v. 4, p. 101-110, 2004.
- WINKLER, H.G.F. **Petrogênese das rochas metamórficas**. (Ed.) Edgard Blücher Ltda. co-edição URGs, 254 p., 1977.
- WINTER, J. **An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology**. Blackwell Science Ltd., 760 p. 2001.
- YARDLEY, B. W. D. **Introdução a Petrologia Metamórfica**. Traduzido pela Edunb – Editora da Universidade de Brasília. 340 p., 1989.
- YARDLEY, B.W.D.; Mackenzie, W.S.; Guilford, C. **Atlas of Metamorphic Rocks and Their Textures**. Longmans. Essex. 122 p.,1990.

# ANEXO I



# Legenda

## Unidades

### QUATERNÁRIO (Qa)

Aluviões

### JURÁSSICO - CRETÁCEO (JK)

MAGMATISMO SERRA GERAL

Intrusivas básicas (diabásio)

### CARBONÍFERO - PERMIANO (CP)

GRUPO ITARARÉ (CPI)

Arenitos mal selecionados de granulometria média a grossa

### CAMBRIANO - NEOPROTEROZOÍCO (CNP)

GRANITO CAPÃO BONITO (CNPycb)

Sienogranito inequigranular róseo

### NEOPROTEROZOÍCO (NP)

GRANITO TRÊS CÔRREGOS (NPyc)

Hornblenda e biotita monzogranitos inequigranulares

### NEO A MESOPROTEROZOÍCO (NMP)

#### SUPERGRUPO AÇUNGUÍ

##### GRUPO ITAIACOCA (NMPi)

- (NMPic) Metacalcário calcítico puro
- (NMPiac) Metacóseo de granulção fina com estrutura primária preservada
- (NMPiar) Metarenito de granulção fina com estrutura primária preservada
- (NMPib) Actinolita-tremolita xisto de granulção fina
- (NMPif) Sericita filito de granulção fina
- (NMPir) Metarritmito com intercalações de filito e quartzito
- (NMPiq) Quartzito de granulção fina com intercalações de quartzito xisto

##### GRUPO VOTUVERAVA (NMPv)

- (NMPvq) Quartzitos e quartzito xistos de granulção média a grossa
- (NMPva) Anfibólitos foliados
- (NMPvm) Actinolita-tremolita xisto de granulção média a grossa
- (NMPvx) Muscovita e biotita xistos de granulção média a grossa

##### FORMAÇÃO ÁGUA CLARA (NMPac)

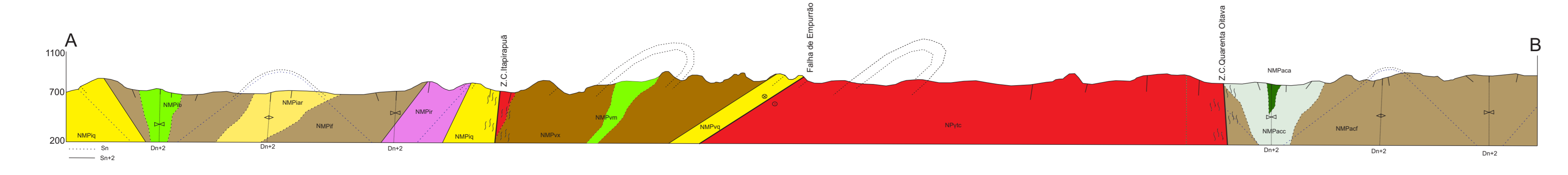
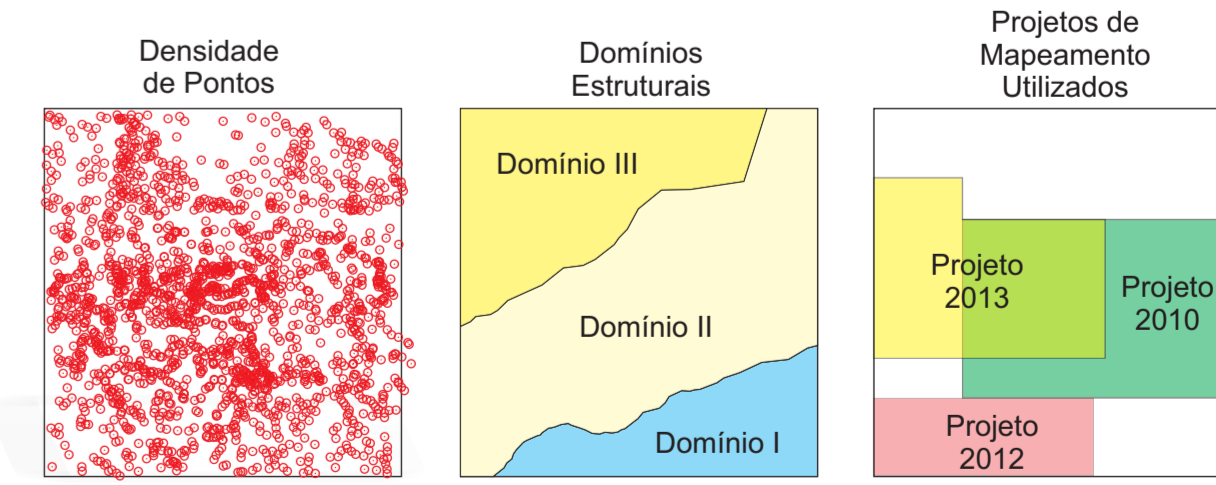
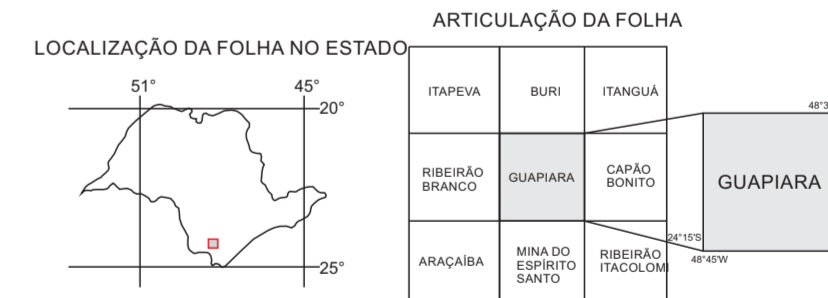
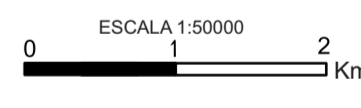
- (NMPacm) Metacalcário calcítico com talco e tremolita
- (NMPacc) Metacalcário impuro com quartzo, flogopita e tremolita
- (NMPaca) Anfibólitos foliados
- (NMPact) Sericita e clorita filitos finos a médios

## Convenções Geológicas

- Foliação Sn
- Foliação Sn+1
- Foliação Sn+2
- Foliação Sn+3
- Dobra Antiformal Dn+2
- Dobra Sinformal Dn+2
- Falha de Empurrão
- Zonas de Cisalhamento
- Contato Mapeado
- Contato Inferido
- Sentido horário de movimento

## Convenções Geográficas

- 800 Curvas de Nível
- Estradas
- Drenagens



unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO" Instituto de Geociências e Ciências

Dissertação de Mestrado  
**Geologia da  
 Folha Guapiara (SG-22-X-B-II-2)**

Autor: Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Rio Claro, 2017

Projeção UTM  
 Datum: SIRGAS 2000  
 Zona: 22J  
 Equidistância: 100m

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1974 E CONVERSÃO MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 1 ANUALMENTE