As zonas de cisalhamento da fase Dn+1 delimitadas neste trabalho foram correlacionadas com o traçado de zonas de cisalhamento descritas por CAVALCANTE *et al*. (1979) e denominadas de acordo com estas, havendo algumas novas zonas aqui individualizadas e denominadas de acordo com acidentes geográficos próximos, como a zona de cisalhamento Serra da Peroba. Estas zonas de cisalhamento foram separadas em três conjuntos (norte, central e sul) devido a pequenas variações nos seus traçados.

a) Conjunto Norte: Zonas de Cisalhamento Jacutinga (ZCJ) e Senador José Bento (ZCSJB). A zona de cisalhamento Jacutinga (ZCJ) na área estudada apresenta *trend* NE-SW, com foliação milonítica íngreme a subvertical para SE, lineação de estiramento *strike-slip* com caimento de baixo ângulo para SW e movimentação transcorrente sinistral. A ZCJ trunca e desloca o contato tectônico basal da Nappe Guaxupé sobre as rochas do Domínio Inferior. A zona de cisalhamento Senador José Bento (ZCSJB) apresenta *trend* NE-SW, localmente infletindo para direção ENE-WSW, com foliação milonítica de mergulho íngreme para SE, lineação de estiramento com caimento suave para SW e movimento transcorrente destral. Na sua parte mediana a ZCSJB sofre uma inflexão, passando a ter um *trend* ENE-WNW, nesta região com foliação milonítica apresentando mergulho íngreme a subvertical para NNW, lineação de estiramento obliqua com caimento suave para NE, com movimento obliquo destral – normal, mostrando um pequeno domínio transtensinal;
b) Conjunto Central: Zonas de Cisalhamento Lambari (ZCL), Serra dos Criminosos (ZCSC), Ouro fino (ZCOF) e Serra da Peroba (ZCSP). O conjunto central é constituído por quatro (04) zonas de cisalhamento principais sinuosas com *trend* preferencial E-W a ENE-WSW. Associadas a essas estruturas ocorrem zonas de cisalhamento de menor extensão com *trend* variando de WNW-ESE a ENE-WSW que interligam as zonas principais formando uma faixa de zonas cisalhantes anastomosada, com algumas zonas de cisalhamento de empurrão da fase Dn preservadas entre elas (Anexo II). A seguir cada zona de cisalhamento será descrita separadamente, seguindo a ordem de norte para sul. A zona de cisalhamento Lambari (ZCL) apresenta diferentes tipos de movimentação ao longo de seu traçado. A oeste, a ZCL apresenta foliação milonítica com mergulho de médio a alto ângulo para SSE, e subordinadamente para NNW, lineação de estiramento para WSW e ENE com baixa obliquidade e movimento predominante direcional destral, com

componente secundário normal, ora para WSW ora para ENE. Na parte central da ZCL a foliação milonítica tem mergulho íngreme para NNW, lineação de estiramento com alta obliquidade e caimento médio para NW e movimento predominante normal para NW, com fraco componente direcional destral. Na parte mais a leste da ZCL, a foliação tem mergulho de médio a baixo ângulo predominante para S e SSE, lineação de estiramento com obliquidade média e caimento suave a médio para SE, com movimentação obliqua destral – reversa, tendo vergência de topo para NW. Localmente ocorre lineação de estiramento para SW, com movimentação destral - normal, tendo vergência de topo para SW. A zona de cisalhamento Serra dos Criminosos (ZCSC) apresenta traçado E-W com foliação milonitica com mergulho intermediário para N, com variações para NNE e NNW, lineação obliqua a *dip-slip* (em sua porção central) com caimento suave a intermediário variando de NE a NW e indicadores cinemáticos mostrando movimentação obliqua destral. Na porção central a ZCSC se divide em duas zonas de cisalhamento, com a zona mais a sul mantendo as características gerais acima descritas, e a porção a norte apresentando foliação milonítica com mergulho intermediário a íngreme predominantemente para S, lineação de estiramento com caimento para S a SW e movimentação obliqua destral – normal. A zona de cisalhamento Ouro Fino (ZCOF) também apresenta traçado E-W com a porção leste infletindo para NE-SW e juntando-se com a ZCSC. Apresenta foliação milonítica com mergulho intermediário a íngreme variando, até em escala de afloramento, ora para NNW-NNE ora para S-SSE, predominando para quadrante N na porção oeste e para S na porção leste. Na porção oeste a lineação de estiramento tem caimento intermediário a suave para NE a E, com indicadores cinemáticos mostrando movimento obliquo destral – normal a transcorrente destral. Na sua porção central tem alguns poucos afloramentos que apresentam foliação milonítica íngreme para S, lineação *dip-slip* com caimento para sul e indicadores cinemáticos mostrando movimentação normal, podendo ser produto de uma reativação em etapa posterior. Na porção leste a lineação de estiramento tem caimento para ESE, com indicadores cinemáticos mostrando um movimento obliquo destral - reverso com topo para NW. A zona de cisalhamento Serra da Peroba (ZCSP) ocorre na parte oeste da área, a sul da ZCOF, também com traçado E-W,

apresentando foliação milonítica com mergulho íngreme variando de SSW a SSE, devido a dobramento aberto associado à fase deformacional Dn+2. A lineação de estiramento tem caimento intermediário a suave para ENE a ESE e movimentação obliqua com componente direcional principal e componente reverso de topo para NW subordinado. A oeste da cidade de Borda da Mata a ZCSP é truncada e deslocada por zona de cisalhamento sinistral da fase Dn+2, tendo seu traçado para leste confundido com o da ZCOF;

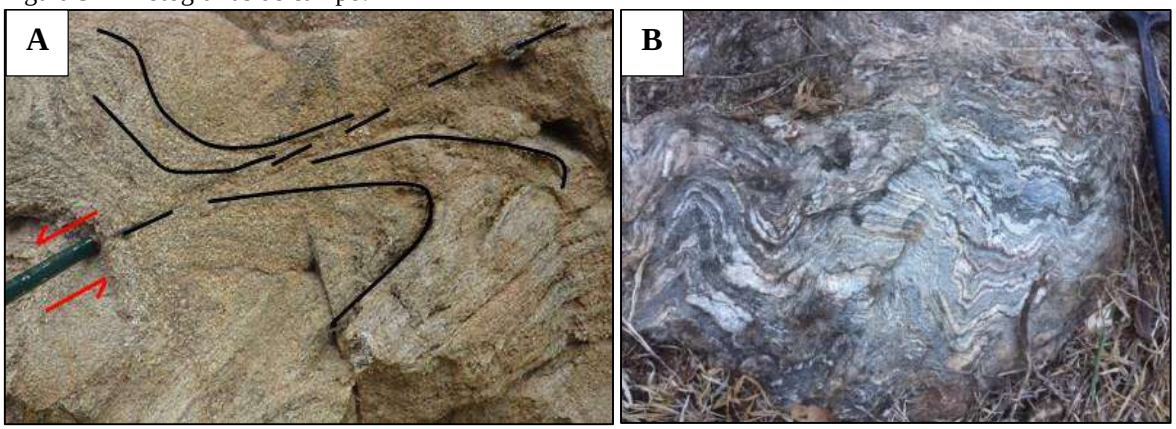
c) Conjunto Sul: Zonas de cisalhamento Borda da Mata (ZCBM), Monte Sião (ZCMS) e Socorro (ZCS). A zona de cisalhamento Borda da Mata (ZCBM) é a zona mais a norte do conjunto sul, sendo que na sua porção oeste ocorre como três zonas de cisalhamento próximas, ambas apresentando foliação milonítica com mergulho íngreme para SSE, lineação de estiramento com caimento intermediário a suave para SE e indicadores cinemáticos que mostram movimentação obliqua destral - reverso, com topo para NW. No centro da área mapeada, essas três zonas de cisalhamento se unem e seguem para leste como uma única zona de cisalhamento, com as mesmas características e movimentação anteriormente descritas. Entre as coordenadas UTM aproximadas 380 e 384, ocorre um segmento de zona de cisalhamento com traçado semelhante a ZCBM, porém com a foliação milonítica com mergulho mais íngreme para SSE, lineação de estiramento com caimento intermediário para SE e movimentação obliqua sinistral – normal com topo para SE, podendo ser um resquício de uma zona de cisalhamento mais antiga, possivelmente da fase Dn. A zona de cisalhamento de Monte Sião (ZCMS) a oeste da área mapeada, apresenta um *trend* WSW-ENE, apresentando foliação milonítica com mergulho íngreme para NNW, localmente para SSE, lineação de estiramento com caimento intermediário para NE a NNW e movimentação obliqua destral – normal com topo para NE. A ZCMS trunca desloca, com traçado semelhante, zona de cisalhamento de empurrão oblíquo para ENE que marca o limite basal da *Nappe* Socorro, em alguns pontos reativando a estrutura mais antiga da fase Dn. Próximo da coordenada UTM 382 a ZCMS une-se a ZCS, seguindo para leste com as características desta última. A zona de cisalhamento Socorro (ZCS) tem trend NE-SW, infletindo para ENE-WSW a partir da região que se une com a ZCMS. Apresenta foliação milonítica mergulho íngreme SE a SSE, lineação de estiramento com caimento

intermediária a suave para S e indicadores cinemáticos que mostram movimento obliquo destral – normal, havendo localmente variações para movimento transcorrente destral e para reverso, com topo para SE, devido a pequenas variações na orientação da foliação milonítica. Na porção SW da área, entre a ZCMS e a ZCS ocorrem pequenas zonas de cisalhamento com traçado e movimentação semelhante as duas zonas maiores.

5.2.1.6 Fase de Deformação Dn+2

Os principais produtos da fase deformacional Dn+2 são pequenas zonas de cisalhamento (Figura 92A) com milonitos variando de 2cm até 1m de espessura, dobras simétricas abertas a localmente fechadas (Figura 92B), e planos de clivagens locais.

Figura 91 – Fotografias de campo.

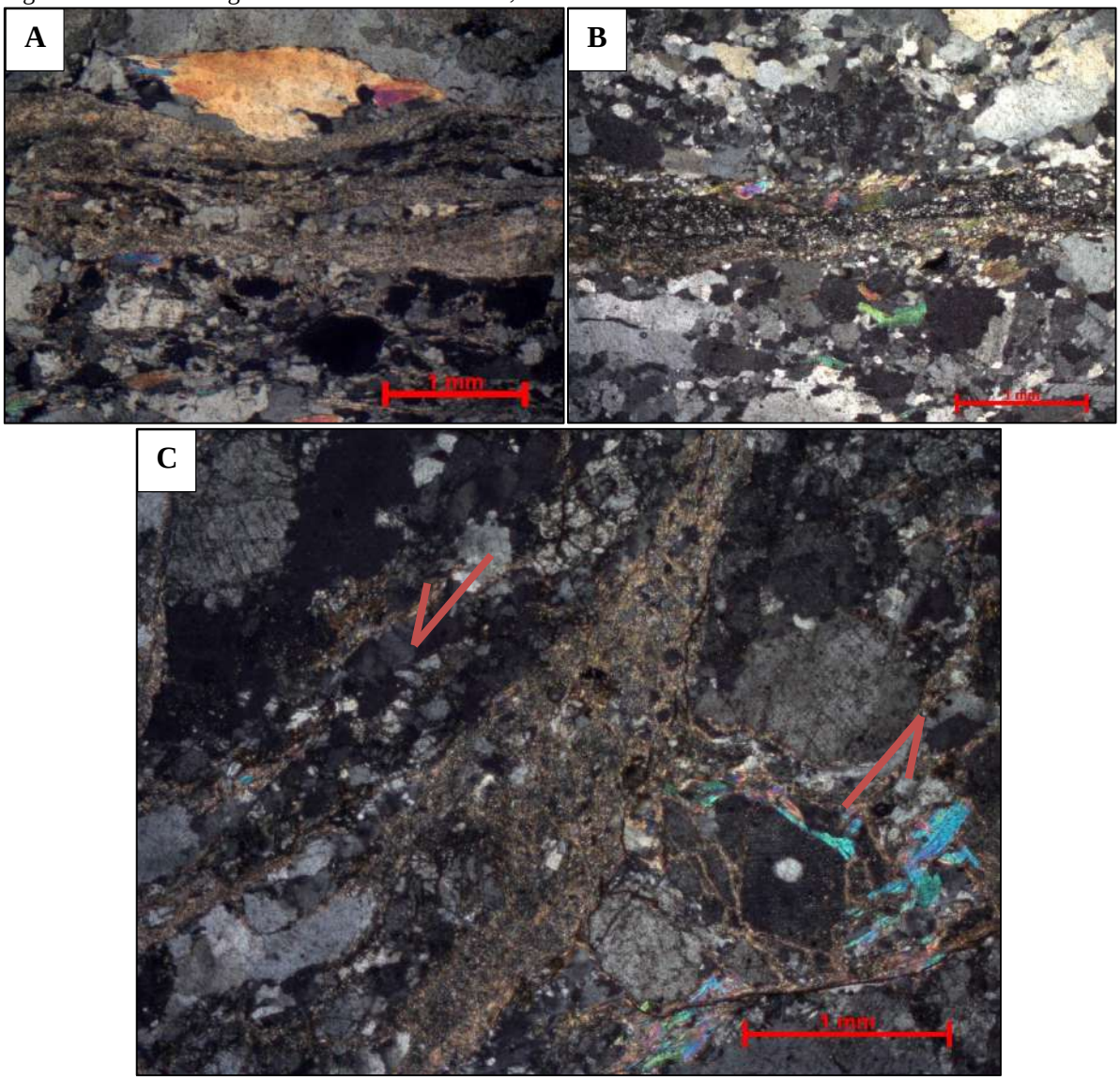


Legenda: (A) Afloramento de pequena zona de cisalhamento sinistral da fase Dn+2, formando dobras de arraste (BM-230). (B) (Hornblenda) biotita Gnaisse porfiritico com dobras abertas a fechadas da fase Dn+2 – NC (BM-550).
Fonte: O autor, 2018.

Os milonitos dessa fase apresentam matriz muito fina com novos grãos de quartzo e alguns subgrãos estirados (Figura 92A). São zonas de cisalhamento de baixa temperatura e ocorrem reaproveitando/reativando (Figuras 92B e 92C) e cortando estruturas pretéritas das fases Dn e Dn+1.

Estas zonas tem orientação NE-SW, apresentando foliação milonítica com mergulho íngreme predominante para SE com pico máximo para 115°/69° (Figura 93) com submáximos apresentando mergulhos intermediários para ESE e WNW, que representam variações do desenvolvimento da própria zona de cisalhamento.

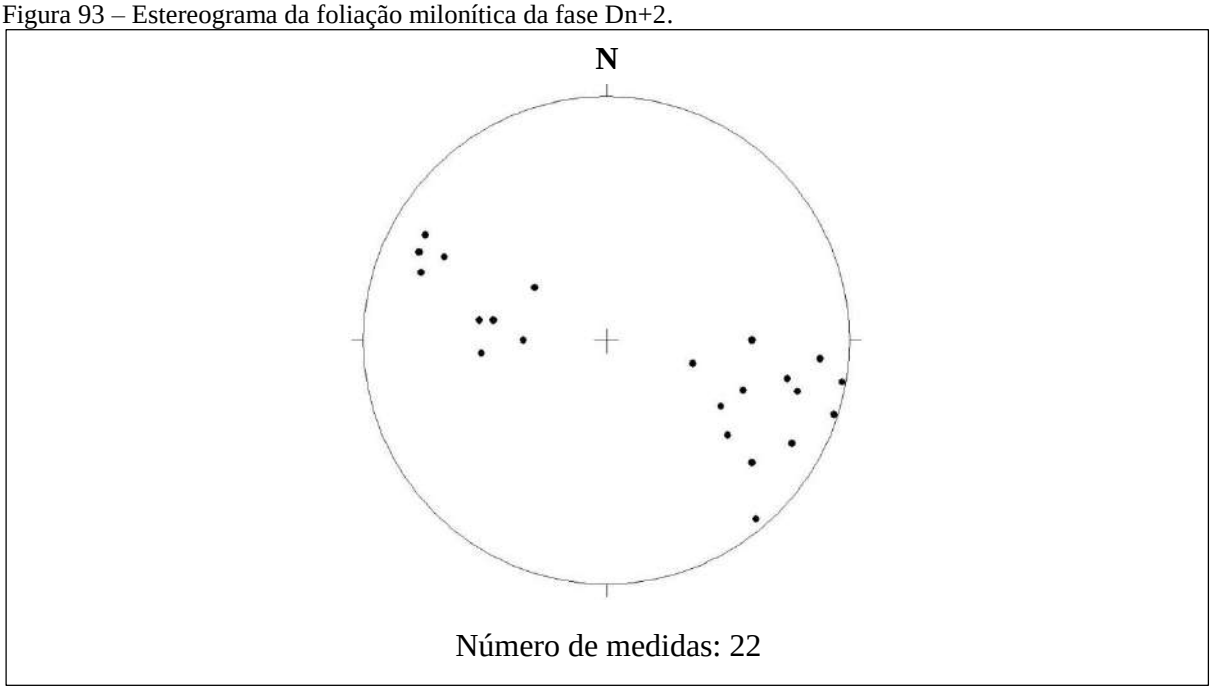
Figura 92 – Fotomicrografias das amostras BM-36, BM-48 E e BM-236.



Legenda: (A) Muscovita Quartzito feldspático apresentando textura milonítica da fase Dn+2- NC (BM-36). (B) Minizona de cisalhamento da fase Dn+2 subparalela à foliação tectônica Sn – NC (BM-48 E). (C) (Granada) biotita gnaisse quartzoso com minizona de cisalhamento rúptil-dúctil da fase Dn+2 com movimento de arraste sinistral-NC (BM-236).

Fonte: O autor, 2018.

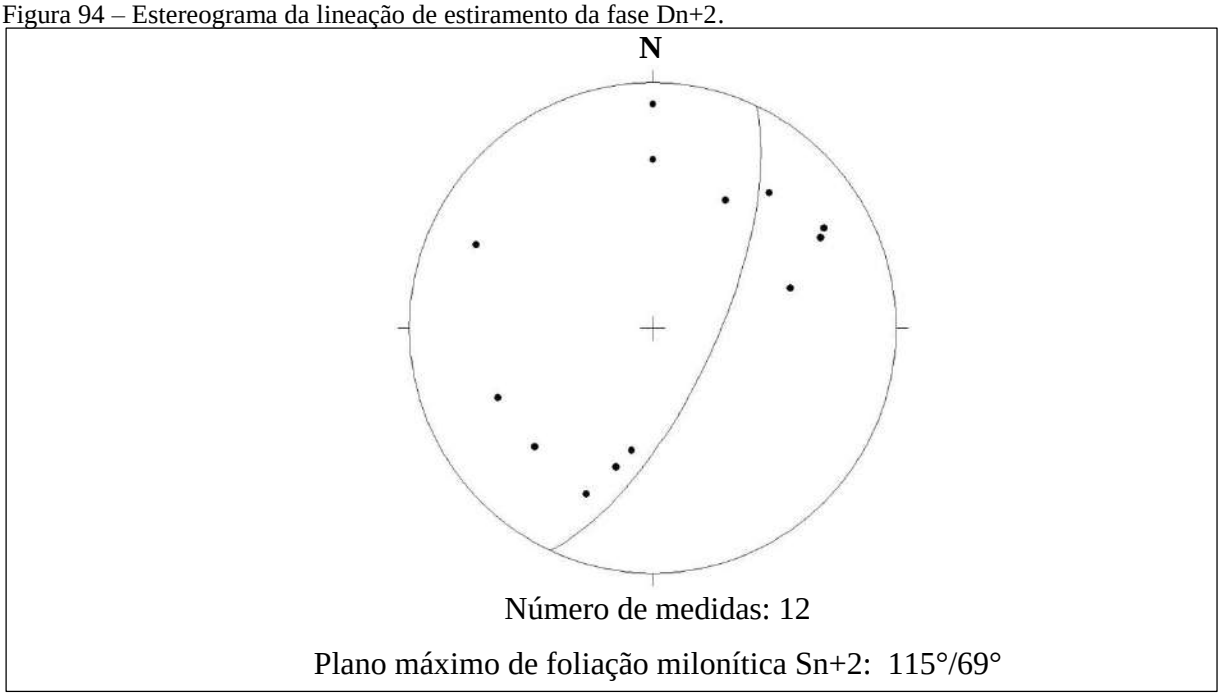
Figura 93 – Estereograma da foliação milonítica da fase Dn+2.



Legenda: Estereograma das medidas de foliação milonítica fase Dn+2, com densidade de contorno máximo de 15.88 e com pico máximo para 115°/69°.
Fonte: O autor, 2018.

A lineação de estiramento da fase Dn+2 tem caimento intermediário a suave para NE e SW, apresentando relação obliqua com a foliação milonítica (Figura 94).

Figura 94 – Estereograma da lineação de estiramento da fase Dn+2.



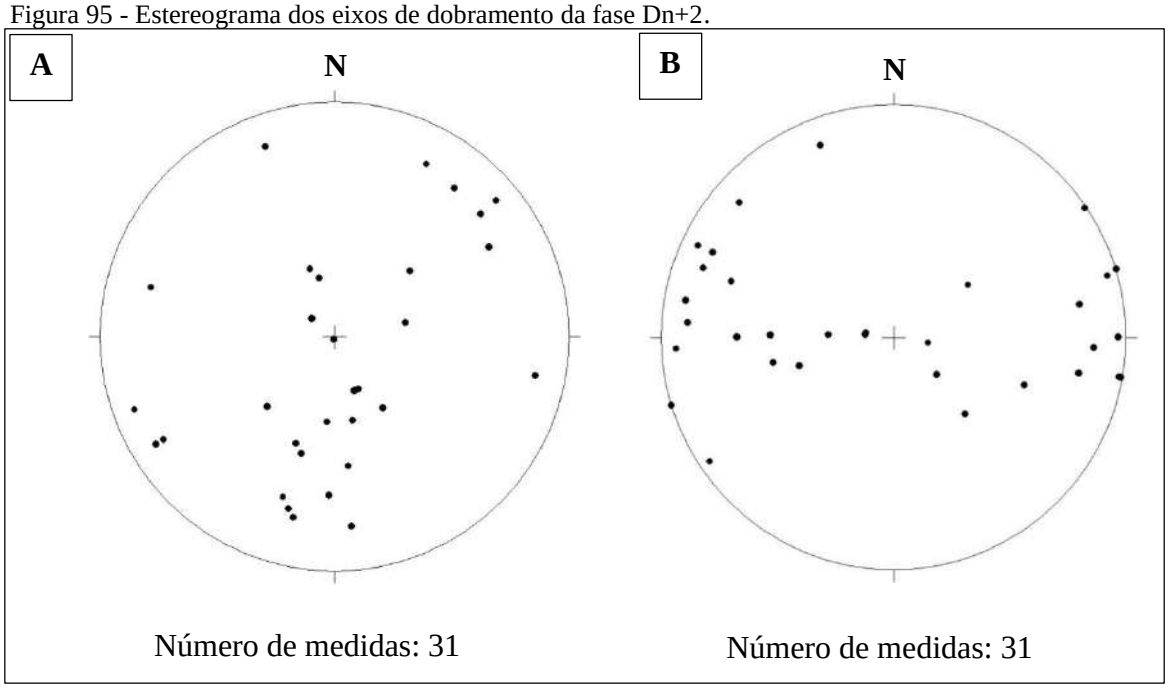
Legenda: Estereograma das medidas da lineação de estiramento Ln+2 com representação do plano máximo da foliação milonítica Sn+2.
Fonte: O autor, 2018.

Os indicadores cinemáticos observados nestas zonas de cisalhamento foram dobras de arraste, e pequenos planos S-C que mostram movimento obliquo com componente transcorrente sinistral e componente de mergulho normal a reverso dependendo do mergulho do plano da foliação.

Associadas a essa fase de deformação são observadas dobras simétricas a levemente assimétricas, geralmente abertas, dobrando e redobrando as estruturas e rochas das fases deformacionais pretéritas. Os eixos destas dobras (Figura 95), tem caimento variando de suave para NE a íngreme a suave SW, subparalelos a lineação de estiramento próximo as zonas de cisalhamento desta fase, a suave para WSW-ESE a íngreme para SE e NE, quando afastadas destas zonas de cisalhamento

Os planos axiais dessas dobras apresentam mergulhos íngremes a subverticais para aproximadamente W e E próximo as zonas de cisalhamento e com mergulho mais baixo para as mesmas direções ao se afastar das mesmas (Figura 96).

Figura 95 - Estereograma dos eixos de dobramento da fase Dn+2.



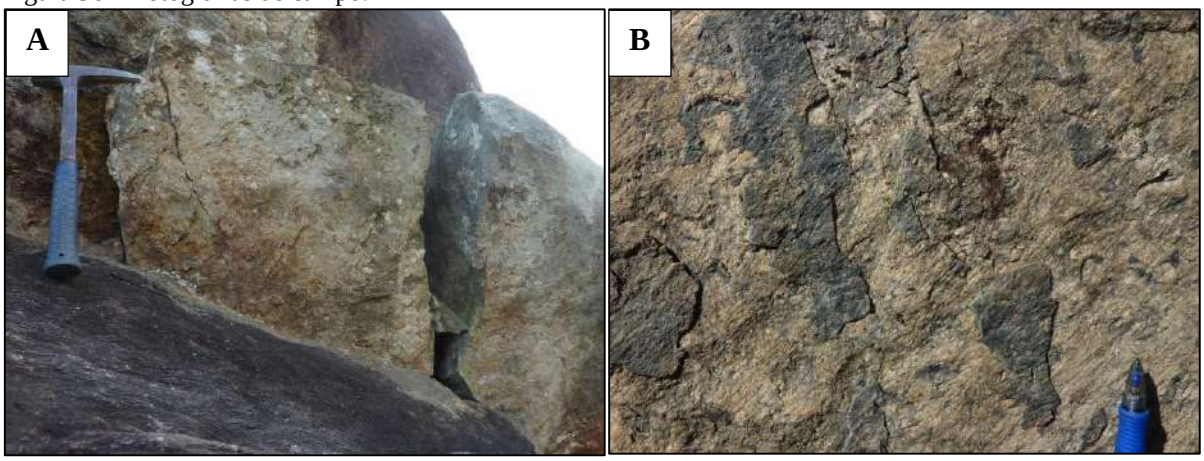
Legenda: Estereograma das medidas (A) dos eixos e (B) dos polos de planos axiais da fase Dn+2.
Fonte: O autor, 2018.

5.2.1.7 Fase de Deformação rúptil - Dr

Os principais produtos identificados nessa fase de deformação rúptil são planos de falha (Figura 96A) com presença de estrias (Figura 96B) e fraturas conjugadas.

As falhas e fraturas, em sua maioria, apresentam alto ângulo de mergulho, com planos para variadas direções, porém com uma densidade maior para NE e N.

Figura 96 – Fotografias de campo.



Legenda: (A) Afloramento com plano de falaha rúptil, subvertical e estria de alto ângulo (BM-364.). (B) Fotografia
mostrando estria em plano de falha rúptil (BM-237).
Fonte: O autor, 2018.

5.3 **METAMORFISMO**

As rochas da região estudada apresentam registros de eventos metamórficos variados, assim neste capítulo o assunto será abordado inicialmente de forma separada para as rochas dos conjuntos: embasamento; sequência metavulcanossedimentar (Domínio Inferior) e Nappe Socorro-Guaxupé (Domínio Superior). Ao final os registros metamórficos nas rochas destes grupos serão organizados em eventos metamórficos em ordem temporal.

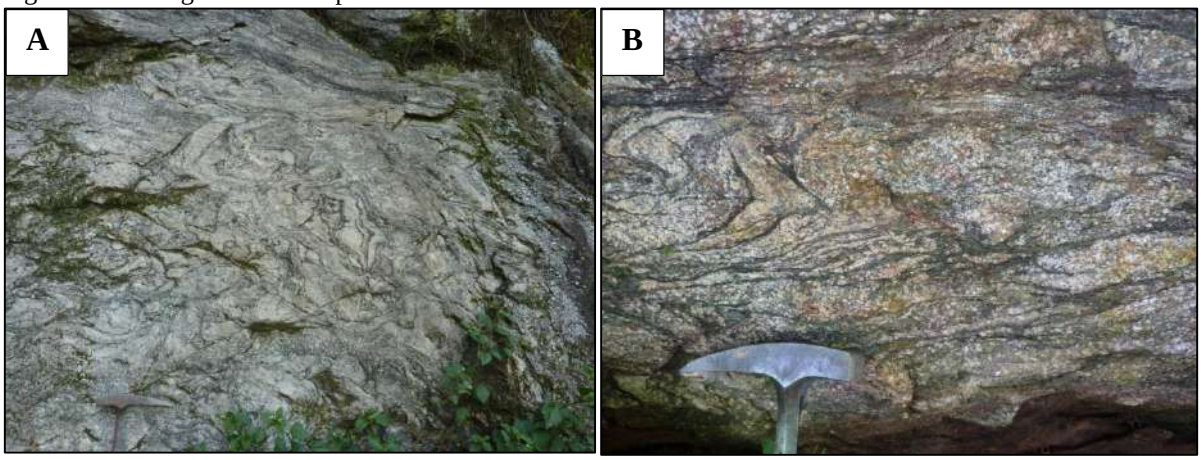
5.3.1 Embasamento

As rochas das unidades Biotita Ortognaisse Migmatítico e (Hornblenda) Biotita Ortognaisse porfirítico apresentam registro de forte fusão parcial, em especial a primeira unidade, com desenvolvimento de leucossoma com espessuras até decimétricas, sempre dobrados por todas as fases deformacionais descritas no capítulo anterior. Estes migamtitos na maioria dos afloramentos ocorrem como metatexitos (Figura 97A), apresentando estrutura bandada e dos tipos *vein* (Figura 97B) e estromático (MEHNERT, 1968). Localmente encontram-se afloramentos com amplo domínio da parte leucossomática, caracterizando corpos diatexíticos. A geração de fusão parcial generalizada em rochas de composição granítica a tonalítica, mais desenvolvida nas primeiras sugere metamorfismo com temperatura mínima de 650°C, porém sem boa limitação para a pressão (Figura 99), equivalente a facies anfibolito alto.

A foliação principal observada nas rochas do embasamento é paralela a dobras apertadas a isoclinais que afetam o leucossoma, sendo definida pela orientação preferencial de biotita e/ou hornblenda. Esta foliação tem atitude semelhante à foliação principal observada nas rochas da sequência metavulcanossedimentar, desenvolvida na fase Dn.

Estas rochas quando afetadas por zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2 apresentam trama milonítica com recristalização de quartzo e feldspato com comportamento rúptil (Figura 98), raramente desenvolvendo fino manto de recristalização. A biotita é o mineral metamórfico estável neste processo de milonitização, crescendo como pequenos cristais orientados segundo a foliação milonítica, e hornblenda, quando presente, ocorre apenas como porfiroclasto.

Figura 97 – Fotografias de campo.

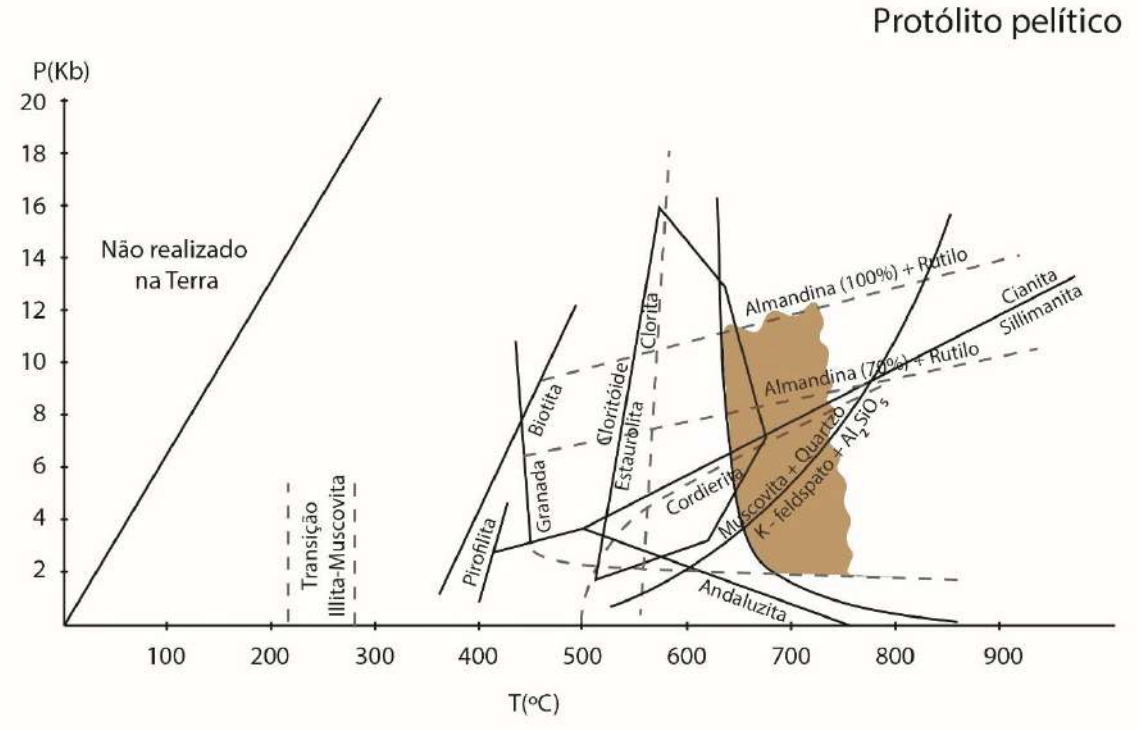


Legenda: (A) Biotita ortognaisse migmatítico em porção metatexítica, com estrutura do tipo "*vein*" (BM-48). (B) Detalhe da fotografia anterior, ressaltando a estrutura do tipo "*vein*", dobrada e truncada pela foliação da fase Dn (BM-48).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 98 – Fotomicrografia da amostras BM-73.

Legenda: Porfiroclasto de plagioclásio com recristalização rúptil em milonito da fase Dn+1 – NC (BM-73).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 99 - Diagrama PxT para ortognaisses do embasamento.



Legenda: Apresenta às temperaturas e pressões no campo hachurado em marrom à direita da linha continua, que indica a fusão parcial de rochas graníticas.
Fonte: Modificado de TROUW *et al.* (2000).

5.3.2 Sequência Metavulcanossedimentar

As rochas da Sequência Metavulcanossedimentar mais propícias para avaliação do metamorfismo são o (Sillimanita-Granada) Biotita xisto/gnaisse, de protólito pelítico e as rochas metabásicas, anfibolito e metaultramáfica.

A principal paragênese metamórfica registrada no (Sillimanita-Granada) Biotita xisto/gnaisse é Sillimanita + Granada + Biotita + K-feldspato, sem presença de muscovita primária (Figura 100A). Este xisto/gnaisse apresenta escassas lentes leucossomáticas, registrando fusão parcial local e incipiente, diferente das rochas do embasamento, nas quais a fusão parcial é registrada largamente em vários afloramentos. Segundo Yardley (1989) a reação provável para a formação da sillimanita e K-feldspato é:

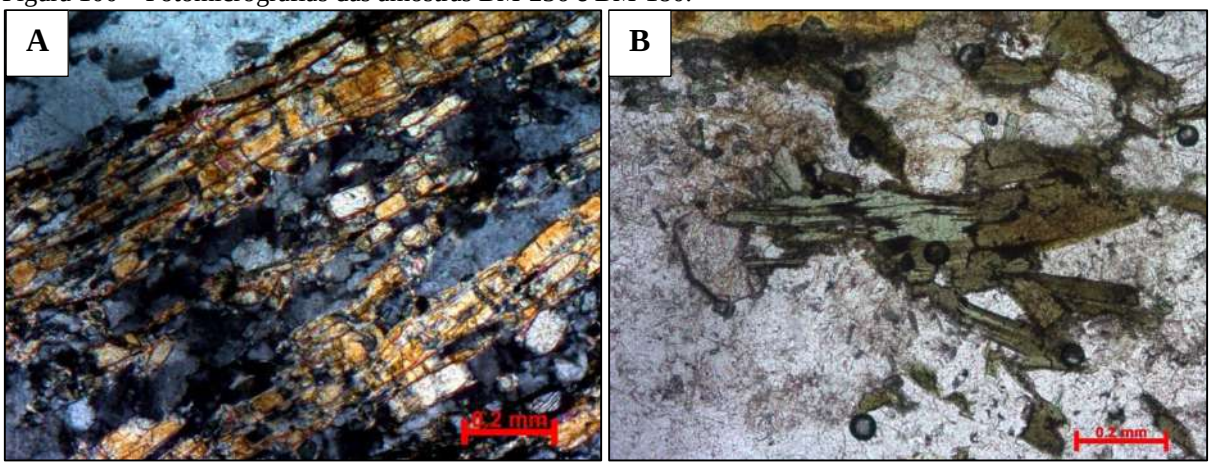
muscovita + quartzo ⟶ K-feldspato + sillimanita + H_2O

Esta reação, junto com a presença de leucossoma, por mais incipiente que seja, limita a temperatura inferior do campo de estabilidade desta paragênese e a presença de biotita

limita a temperatura superior. A pressão é balizada pela presença de granada e de sillimanita como aluminossilicato de alumínio estável. Esta paragênese indica um intervalo de temperatura entre 650° e 720°C e de pressão entre 4 e 8 Kbar, equivalente a fácies anfibolito alto com pressão intermediária, conforme gráfico da Figura 101.

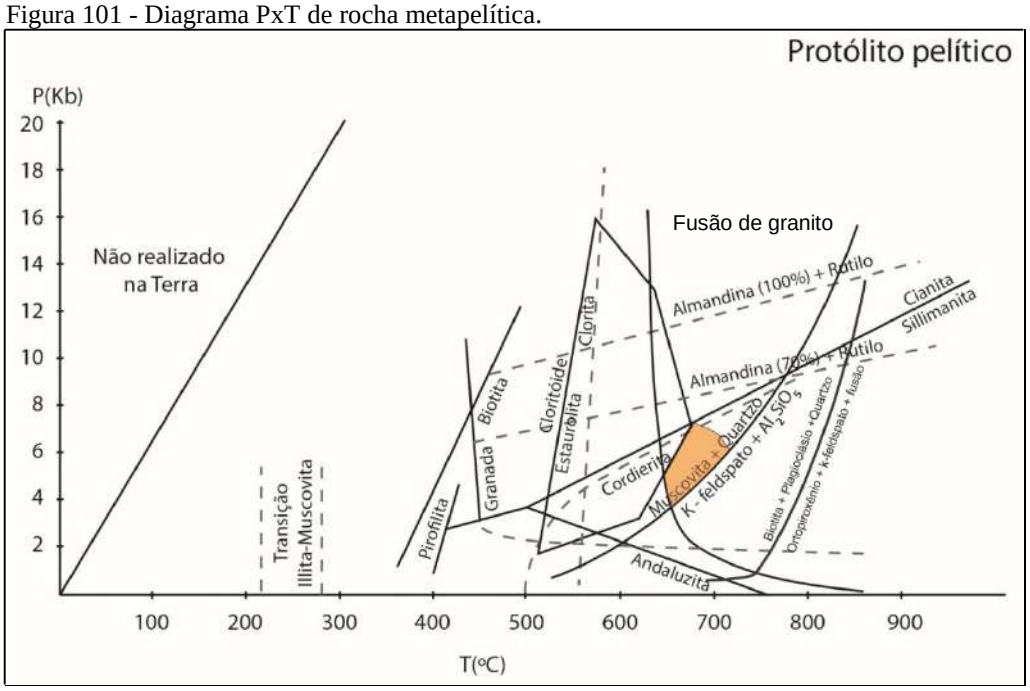
A presença de clorita e mica branca secundárias substituindo a biotita (Figura 100B) registram retrometamorfismo em condições de facies anfibolito baixo a xisto verde, posterior ao desenvolvimento da foliação principal na fase Dn.

Figura 100 – Fotomicrografias das amostras BM-236 e BM-180.



Legenda: (A) Cristais de sillimanita paralelos a foliação tectônica Sn em sillimanita gnaisse- NC (BM-236). (B) Cristais de biotita substituido parcialmente para clorita em (sillimanita-granada) biotita gnaisse/xisto (BM-180).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 101 - Diagrama PxT de rocha metapelítica.

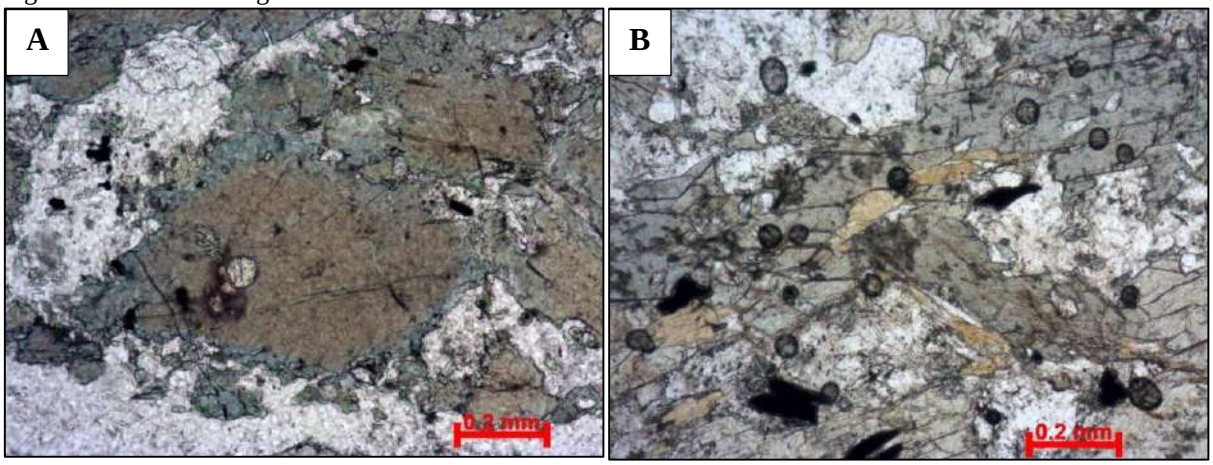


Legenda: Campo de estabilidade da paragênese metamórfica principal do (Sillimanita-Granada)
Biotita gnaisse/ xisto, indicado pela área hachurada em rosa.
Fonte: Modificado de TROUW *et al.* (2000).

Na unidade metabásica foi identificado piroxênio, aparentemente ígneo, substituído por hornblenda marrom a verde com orientação preferencial que define a foliação principal da rocha, desenvolvida na fase Dn. A paragênese metamórfica principal dos anfibolitos é composta por plagioclásio, hornblenda e pontualmente granada, sem presença de clorita (Figura 103). Esta paragênese indica um intervalo de temperatura entre 570° e 700°C, porém sem amarração muito precisa para a pressão, provavelmente abaixo de 10 Kbar, equivalente a fácies anfibolito alto com pressão intermediária.

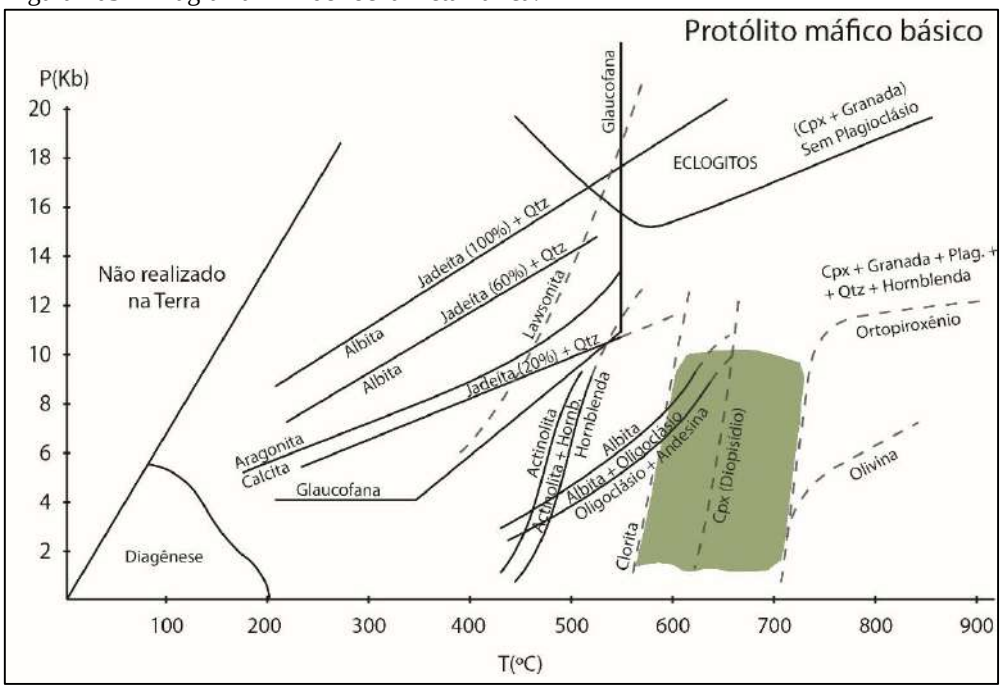
A honblenda marrom / verde é substituída na borda por hornblenda verde-azulada (Figura 102A) e tremolita/actinolita. Por sua vez cristais maiores de hornblenda verde são substituídos por biotita e clorita (Figura 102B). Estas substituições indicam desestabilização da hornblenda da paragênese principal para anfibólios de facies anfibolito baixo a xisto verde, indicando um retrometamorfismo nestas condições.

Figura 102 – Fotomicrografias das amostras BM-322 e BM-202.



Legenda: (A) Cristais de hornblenda marrom/verde substituído na borda por hornblenda verde-azulada (BM-322).
(B) Cristais de hornblenda verde substituida parcialmente para biotita em anfibolito (BM-202).
Fonte: O autor, 2018.

Figura 103 – Diagrama PxT de rocha metamáfica.



Legenda: Campo de estabilidade da paragênese metamórfica principal dos anfibolitos, indicado pela área hachurada em verde.
Fonte: Modificado de TROUW *et al.* (2000).

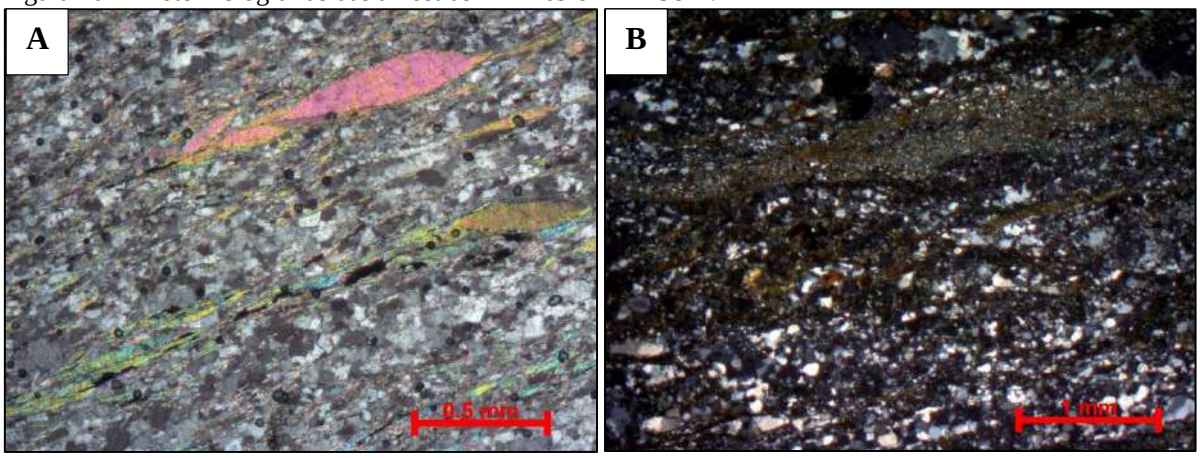
Em zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2 as rochas quartzo – feldspáticas desta sequência apresentam quartzo recristalizado, formando diminutos novos grãos e feldspato geralmente como porfiroclastos arredondados a fraturados, sendo muito difícil a observação de novos grãos de feldspato indicando sua recristalização. Nestas rochas a foliação é definida por pequenos cristais de biotita, muscovita que crescem durante estágio

metamórfico contemporâneo ao desenvolvimento destas zonas de cisalhamento (Figura 104A). Estas características sugerem metamorfismo em condições de fácies anfibolito baixo a xisto verde.

Em zonas cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2, o (Hornblenda) plagioclásio gnaisse leucocrático apresenta quartzo recristalizado, formando diminutos novos grãos e feldspato e hornblenda geralmente como porfiroclastos fraturados a arredondados, sem nenhum registro de novos grãos de hornblenda e feldspato indicando sua recristalização com corpotamento rúptil. Nestas rochas a foliação é definida por pequenos cristais clorita (geralmente substituindo cristais de hornblenda) e por pequenos cristais de biotita (Figura 104B). Estas características sugerem metamorfismo em condições de fácies anfibolito baixo a xisto verde.

Devido as condições de intemperismo das rochas básicas nas zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2, não foi possível confeccionar laminas para tal análise.

Figura 104 – Fotomicrografias das amostras BM-269 e BM-298 B.



Legenda: (A) Cristais de muscovita marcando a foliação milonítica da fase Dn+1 em quartzito – NC (BM-269). (B) Cristais de biotita e clorita marcando a foliação Dn+1 no Hornblenda gnaisse leucocrático – NC (BM-298 B).
Fonte: O autor, 2018.

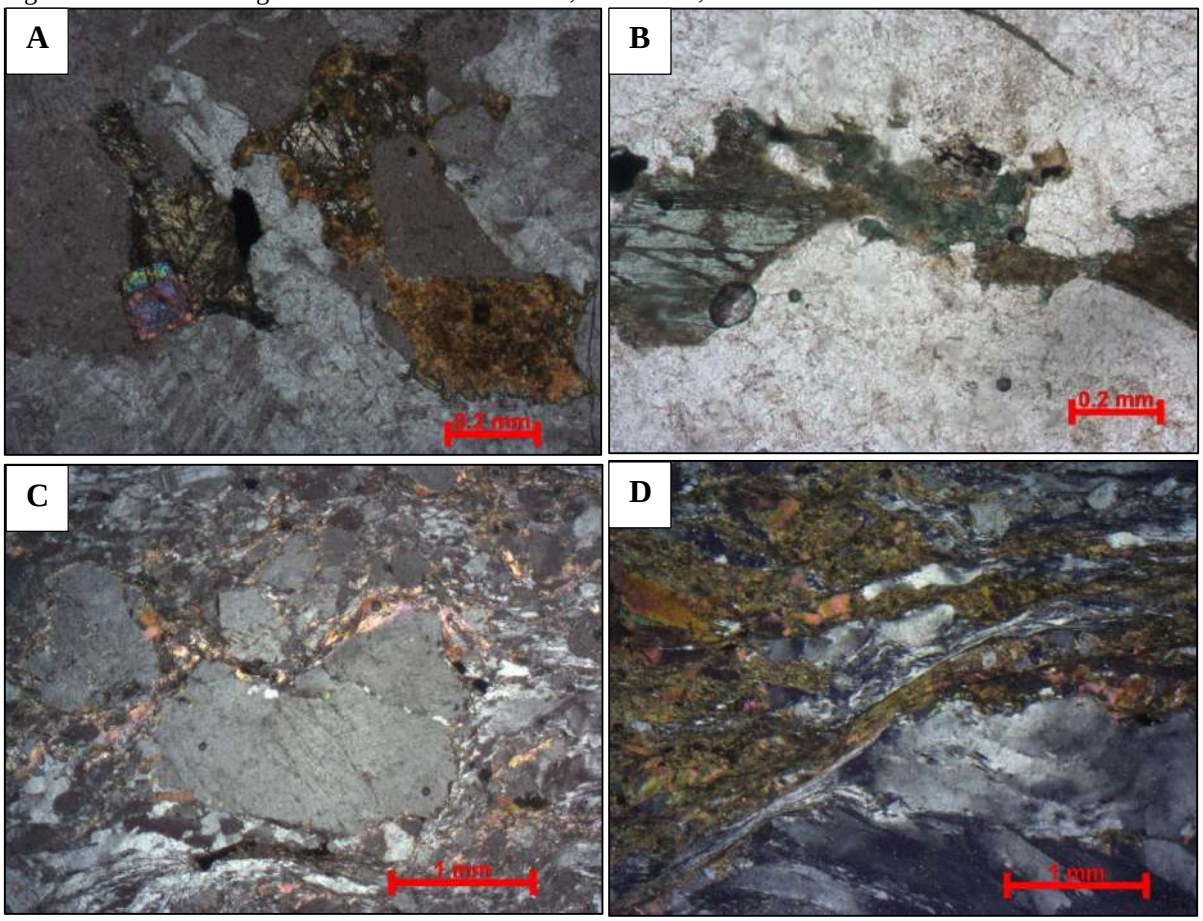
5.3.3 Ortognaisses da Nappe Socorro-Guaxupé

Na base da *Nappe* Socorro é observado um gnaisse félsico milonítico (unidade Gnaisse Granulítico), com presença de ortopiroxênio com hábito granular e extinção reta, por vezes com hornblenda de cor verde no seu entorno e alterada por um mineral secundário de cor laranja.

A origem do ortopiroxênio, ígneo e/ou metamórfico, ainda é controversa, sendo possível registrar em cristais a sua desestabilização e substituição para hornblenda (Figuras 105A e 105B) que ocorre orientada segundo a foliação principal da rocha gerada na fase Dn, indicando metamorfismo ao menos em facies anfibolito.

Os demais ortognaisses porfiríticos das *nappes* Socorro e Guaxupé, que se sobrepõem aos gnaisses com piroxênio, apresentam como minerais metamórficos orientados segundo a foliação principal (Sn) biotita e hornblenda verde-castanho, indicando metamorfismo em facies anfibolito. Ao longo de zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2 a trama milonítica sugere metamorfismo contemporâneo em fácies anfibolito baixo a xisto verde, com recristalização de quartzo e feldspato com comportamento rúptil (Figura 105C), localmente com escasso e fino manto de recristalização, e biotita como mineral metamórfico crescendo orientada segundo a foliação (Figura 105D). Nestes milonitos piroxênio e hornblenda, quando presentes, ocorrem como porfiroclastos, sem nenhuma presença de recristalização.

Figura 105 – Fotomicrografias das amostras BM-428, BM-298 B, BM-385 C e BM-385 C.



Legenda: (A) Cristais de ortopiroxênio com hábito granular alterado parcialmente a totalmente para um mineral secundário de cor laranja – NC (BM-428). (B) Cristais de ortopiroxênio substituído parcialmente por hornblenda e alterado por mineral secundário laranja – NC (BM-298 B). (C) Porfiroclasto de feldspato no ortognaisse porfirítico mostrando seu comportamento em zonas de cisalhamento da fase Dn+1 – NC (BM-385 C). (D) Cristais de biotita marcando a foliação milonítica da fase Dn+1 e estrutura C"- NC (BM-385 C).

Fonte: O autor, 2018.

De acordo com as descrições acima foram definidos ao menos três eventos metamórficos distintos, aqui denominados de M1, M2 e M3. O evento mais antigo M1 seria o responsável pela ampla migmatização de rochas do embasamento, em especial o Biotita ortognaisse migmatítico. Este evento teria ocorrido antes da formação dos protólitos das rochas da sequência metavulcanossedimentar, visto que não é observado nesta sequência. Posteriormente a trama gerada neste evento metamórfico foi afetada por dobras fechadas a isoclinais da fase Dn.

O segundo evento (M2) é o principal registro metamórfico presente nas rochas da área estudada, sendo contemporâneo ao desenvolvimento da fase deformacional Dn, com suas paragêneses metamórficas definindo a foliação principal (Sn) das rochas de todas as unidades metamórficas estudadas. Os eventos M2 e M1 apresentam paragêneses de facies anfibolito alto, entretanto no evento M2 a presença de fusão parcial é muito reduzida e local, apesar de

afetar rochas metapelíticas que deveriam fundir a temperaturas alcançadas em facies anfibolito alto. Desta forma sugere-se que o primeiro evento tenha alcançado temperaturas um pouco superiores ao segundo, no Domínio Inferior.

O terceiro evento metemórfico (M3) está associado ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2, com paragêneses que indicam uma redução do grau metamórfico, para condições de facies anfibolito baixo a xisto verde. Tais condições também são alcançadas em retrometamorfismo a partir do auge do evento M2 fora das zonas de cisalhamento.

6 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

6.1 **Discussões**

O objetivo deste trabalho foi a partir da aquisição de dados estruturais e petrológicos, elaborar um mapa geológico, identificar os diferentes litotipos e diferenciar os eventos deformacionais e metamórficos sobrepostos na região, para então, elaborar um modelo da evolução geotectônica da área de estudo. A partir disso, discutir a relação do Grupo Itapira com as rochas da Megassequência Andrelândia e dos seus respectivos embasamentos; a relação das *nappes* Guaxupé (a norte) e Socorro (a sul); a correlação das diversas zonas de cisalhamento da área com as fases de deformação regional; a relação temporal entre as diferentes paragêneses metamórficas e as fases deformacionais definidas.

6.1.1 Embasamento da Sequência Metavulcanossedimentar

As rochas ortoderivadas migmatíticas a porfirítica com composições predominantes tonalíticas e monzograníticas que compõem o embasamento da sequência metavulcanossedimentar estudada são associadas ao Complexo Pouso Alegre, que ocorre imediatamente a leste da área de estudo. CIOFFI *et al.* (2016a) apresentam idades de cristalização de 2.146 Ma a 2.072 Ma. para as rochas deste complexo, interpretando-as como parte inferior da paleoplaca São Francisco, afetada pelas orogenias neoproterozoicas. Na região entre Monsenhor São Paulo e Caxambu ocorrem rochas semelhantes de idades entre 2.154 e 2.086 Ma, pertencentes ao embasamento da Megassequência Andrelândia (MSA), posicionadas na Nappe Lambari / Nappe Liberdade (PETERNEL, 2005; PETERNEL *et al.*, 2005; TROUW *et al.*, 2008). No Cinturão Mineiro, borda sul do Craton São Francisco também ocorrem rochas semelhantes com idades entre 2.15 e 2.10 Ga (ÁVILA, 2000; CHERMAN, 2004, ÁVILA *et al.* 2006). Desta forma o embasamento paleoproterozóico da sequência metavulcanossedimentar estudada nesta dissertação seria o mesmo que o embasamento da MSA e pertencente a paleoplaca São Francisco.

6.1.2 Sequência Metavulcanossedimentar: Grupo Itapira X Megassequência Andrelândia

A área estudada nesta dissertação está entre rochas do Grupo Itapira, imediatamente a oeste (VASCONCELLOS, 1988), e rochas da Megassequência Andrelândia, cartografadas na Folha Pouso Alegre 1:100.000 a leste (RIBEIRO *et al.*, 2014), sendo assim de suma importância a avaliação da correlação entre estas unidades metassedimnetares.

O Grupo Itapira, segundo VASCONCELLOS (1988), é constituído por quartzito, quartzo xisto feldspático, quartzo xisto, sillimanita granada xisto com rara cianita, orto e paranfibolito com clinopiroxênio, com e sem granada, rochas calciossilicáticas, mármores, gonditos, biotititos, magnetita quartzo xisto e grafita xisto. Segundo VASCONCELLOS (1988) o Grupo Itapira apresenta predomínio de muscovita-biotita gnaisses quartzosos na base, sobreposto por muscovita quartzito e xistos feldspáticos no topo.

PERROTA (1991) considera o Grupo Itapira correlato ao Grupo Barbacena de idade paleoproterozóica, o qual é intrudido por corpos plutônicos do Cinturão Mineiro, com idades de cristalização entre 2.22 e 2.10 Ga. Entretanto LAZARINI (2008), com base em análises litogeoquímica e geocronológica, indica que as rochas metamáficas do Grupo Itapira representariam um *greenstone belt* paleoproterozóico com idades de cristalização de 2,019 a 1,79 Ga, o que implica que estas rochas são mais novas que o Grupo Barbacena e, ao menos parte das rochas metassedimentares do Grupo Itapira teriam sido depositadas no paleoproterozóico, contrapondo interpretações que correlacionam este grupo ao Grupo Andrelândia ou Sequência (EBERT & BROCHINI, 1968; VASCONCELLOS, 1988; CAMPOS NETO, 1991, entre outros).

Segundo PACIULLO *et al.* (2003) a Megassequência Andrelândia (MSA) representa uma bacia sedimentar de margem passiva desenvolvida entre 1,0 e 0,63 Ga, sendo composta por seis associações de litofácies divididas em duas sequências: Sequência Carrancas (basal) – Unidade São Vicente (AL1 + AL2): Biotita gnaisses finos bandados com intercalações de rocha metaultramáfica e anfibolitos, na base, e intercalações de quartzito, muscovita xistos e anfibolitos, no topo; Unidade São Tomé das Letras (AL3): Quartzitos com mica verde a muscovita, com intercalações de muscovita xistos subordinadas e escassos conglomerados; Unidade Campestre (AL4): Filitos/xistos cinzentos com intercalações quartzíticas subordinadas; Sequência Serra do Turvo - Unidade Santo Antônio (AL5): Biotita xistos/gnaisses finos, maciços ou laminados, localmente com grânulos e seixos pingados;

Unidade Arantina (AL6): Biotita xistos/gnaisses grossos, com intercalações de rochas calcissilicáticas, cherts, quartzitos e anfibolitos.

A sequência metavulcanossedimentar estudada nesta dissertação é composta por rochas metassedimentares clásticas e químicas, interdigitadas com rochas metabásicas, máficas e ultramáficas.

As rochas que compõem a unidade metabásica apresentam diferenciação composicional interpretada como primária (magmática), com rochas básicas máficas (anfibolito) e félsicas (anortosito) e rochas intermediárias (hornblenda-plagioclásio gnaisse leucocrático). Esta variação de composição é observada desde bandamento centimétrico até escala de mapeamento. Já as rochas metaultramáficas ocorrem em corpos aproximadamente circulares, em mapa, como lentes em muscovita quartzito e como pequenas camadas intercaladas com anfibolito. Essas rochas de caráter básico são correlacionadas às rochas metamáficas datadas na região de Arcadas (SP), pelo método U/Pb em cristais de zircão por LAZARINI (2008), encontrando idades de cristalização de 2.019 a 1.791 Ma, interpretadas como abertura da paleobacia representada pelas rochas do Grupo Itapira.

As rochas metassedimentares de origem clástica que compõem esta sequência metavulcanossedimentar são:

a) Unidade (Granada) Biotita gnaisse quartzoso: interpretada como tendo protólito psamítico arcoseano, devido à elevada concentração de feldspato nas rochas e suas intercalações com as demais rochas metassedimentares, representando assim uma deposição em ambiente mais proximal da antiga bacia;
b) Unidade Muscovita Quartzito feldspático: interpretada como tendo um protólito arenitíco impuro e feldspático. Estes sedimentos estariam se depositando em um ambiente de plataforma, com pequenas transgressões marinhas indicadas por níveis com até 27% muscovita;
c) Unidade Sericita quartzo xisto/filito: o protólito é interpretado como uma vaque, apresentando cristais de quartzo geralmente angulosos e de feldspato, totalmente sericitizados, envoltos por uma matriz muita fina composta por sericita. Observam-se camadas na qual ocorre uma variação gradacional na porcentagem de clastos. Este sedimento poderia representar depósitos associados a fluxos gravitacionais, em um ambiente tectonicamente ativo;
d) Unidade (Sillimanita) biotita gnaisse/xisto: O protólito é interpretado como pelito a semi-pelito representando deposição em ambiente mais distal da

paleobacia. Localmente estes gnaisses apresentam um alto teor de grafita (Grafita Gnaisse), indicando uma deposição em ambiente associado a fontes exalativas, das quais seriam originados o carbono para gerar a grafita.

As rochas metassedimentares de origem química são representadas por gonditos e sulfetos maciços e ocorrem principalmente associados ao Muscovita Quartzito feldspático e em menor quantidade ao (Granada) Biotita Gnaisse. Estas rochas de origem sedimentar química indicam que a sedimentação ocorreu em ambiente associado a fontes exalativas. Outro indício desta presença ativa de magmatismo é a constante intercalação de anfibolitos em praticamente todas as unidades metassedimentares acima descritas.

Fora o contato entre rochas de origem sedimentar não foi possível identificar nenhuma estrutura primária sedimentar preservada, dificultando assim a interpretação de base e topo das camadas, já que as mesmas se encontram dobradas em ao menos 3 fases de deformação e truncadas por zonas de cisalhamento. Entretanto na área entre a cachoeira das Almas (BM-145) e na mina Manganês Congonhal (BM-418 e 416), a SW da cidade de Congonhal é possível observar as rochas metassedimentares em posição normal sobre rochas do embasamento e na cava da pedreira (ao menos 40m de profundidade), corroborado por furos de sondagem disponibilizados para observação durante a visita a mesma, nos quais foi possível observar uma sequência da base para o topo com: rochas metabásicas; Hornblenda-Plagioclásio Gnaisse; (Granada) Biotita Gnaisse quartzoso com anfibolito e gondito; Muscovita Quartzito feldspático e (Sillimanita-Granada) Biotita Gnaisse/xisto. Estas informações dão suporte para a interpretação da estratigrafia da sequência metavulcanossedimentar apresentada na tabela abaixo (Tabela 15).

Diques de rochas graníticas ocorrem intrudindo as rochas da sequência metavulcanossedimentar, possivelmente sendo correlacionados ao Granito gnaisse Taguar, com idade de cristalização 1.72 Ga (WESTIN *et al.*, 2016; FONTAINHA, em preparação) e descrito por VASCONCELLOS (1988), em área imediatamente a oeste da área desta dissertação, como intrusivo nesta sequência. Já o fechamento dessa bacia ocorre no Neoproterozóico relacionado à evolução do Orógeno Brasília, entre 660 e 610 Ma.

Tabela 15 - Estratigrafia da Sequência Metavulcanossedimentar da região de Borda da Mata (MG), associada ao Grupo Itapira.

Estratigrafia da Sequencia Metavulcanossedimentar	
Unidade	**Litotipos**
(Sillimanita) Biotita Gnaisse/xisto	(Sillimanita) Biotita Gnaisse/xisto
	Grafita Gnaisse
	Anfibolito (pouco)
Quartzo sericita filito/xisto	Quartzo sericita filito/xisto
Muscovita Quartzito feldspático	Muscovita Quartzito feldspático
	Gondito
	Anfibolito e metaultramáfica
(Granada) Biotita Gnaisse Quartzoso	(Granada) Biotita Gnaisse Quartzoso
	Quartzito feldspático
	Anfibolito
	Gondito
Metabásicas/Intermediárias	Hornblenda-Biotita gnaisse
	Anfibolito
	Metaultramáfica

Fonte: O autor, 2018.

Considerando as características petrográficas e as associações dos litotipos que compõem a sequência metavulcanossedimentar estudada, bem como a estratigrafia definida e as idades de rochas de origem ígneas associadas esta sequência assemelha-se ao Grupo Itapira, não sendo correlacionada a Megassequência Andrelândia.

O embasamento Paleoproterozóico (Riaciano) das duas sequências é considerado o mesmo, com rochas de composição e idades semelhantes. Assim o Grupo Itapira, de idade paleoproterozóica (Orosiriano a Estateriano), também faria parte do embasamento da MSA, de idade Neoproterozóica.

Por fim, a unidade aqui denominada de (Granada) Biotita Gnaisse quartzoso tem sido colocada como parte de um complexo denominado de Complexo São Vicente (WESTIN & CAMPOS NETO, 2013; WESTIN, 2015, WESTIN *et al.*, 2016; WESTIN *et al.*, 2019), com base em idades de zircões detríticos. Estes autores estendem tal complexo até áreas cartografadas anteriormente por diversos autores como a Unidade São Vicente, base da Megassequência Andrelândia (MSA), em regiões como Heliodora, São Lourenço, Caxambu, Baependi, Três Corações, Luminárias-Ingaí, Carrancas, Andrelândia, São Vicente de Minas,

Santana do Garambéu, as quais podem ser observadas em mapa geológico da MSA (Figura 4). Considerando que as duas sequências apresentam o mesmo embasamento é de se esperar uma semelhança entre as idades de zircões detríticos, entretanto os demais dados aqui levantados não corroboram com esta interpretação, mostrando uma sequência com contatos transicionais entre as unidades da área mapeada, estratigrafia distinta e intercalação com rochas metabásicas mais antigas que MSA.

6.1.3 *Nappe* Socorro-Guaxupé

Na região mapeada as *Nappes* Socorro e Guaxupé, aqui denominadas de Domínio Guaxupé (norte) e Domínio Socorro (sul), estão posicionadas tectonicamente sobre as rochas do Domínio Inferior composto pelas rochas do Grupo Itapira e seu embasamento. Em ambas as *nappes* ocorrem rochas semelhantes petrográfica, geoquímica e geocronologicamente, denominadas de Batólito Pinhal-Ipuiuna (HADDAD, 1997) e Batólito Serra da Água Limpa (VINAGRE *et al.*, 2014; PETERNEL *et al.*, 2014). As zonas de cisalhamento que limitam a base destas *nappes* mostram na região movimento obliquo destral – reverso na *Nappe* Guaxupé e sinistral – reverso na *Nappe* Socorro, ambos equivalendo a movimento de topo para ENE. A leste da área de estudo, em regiões frontais destas *nappes* estas zonas de cisalhamento aqui obliquas apresentam características de falhas de empurrão, com foliação de baixo ângulo de mergulho e lineação subparalela ao sentido de mergulho da foliação. Na área de estudo estas zonas de cisalhamento que delimitam as *nappes* Guaxupé e Socorro poderiam originalmente representar rampas laterais delimitando blocos do paleocontinente Paranapanema que durante a colisão com o paleocontinente São Francisco sofreram indentação tectônica separados, posteriormente sendo mais aproximados devido à convergência NW-SE que causou a formação do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF). Desta forma a feição atual entre as duas *nappes*, Guaxupé e Socorro, não representaria um mega-antiformal, havendo apenas pequenos sin e antiformais no Domínio Inferior associados às zonas de cisalhamento do CCOF. Esta hipótese explicaria porque as rochas do Grupo Itapira durante o metamorfismo (M2) associado a colisão do orógeno Brasília apresentam paragêneses de facies anfibolito médio a alto no campo de estabilidade da sillimanita, enquanto as rochas da Megassequência Andrelândia, afetadas durante a colisão

em partes mais frontais das *nappes* apresentam metamorfismo de facies anfibolito até granulito, sempre no campo de estabilidade da cianita, indicando pressões mais elevadas.

A foliação principal presente nas rochas destas *nappes* é semelhante à registrada nas rochas do Domínio Inferior, desenvolvida durante evento colisional da orogenia Brasília, entre 620 e 614 Ma. Assim esses domínios são interpretados como um único bloco, relacionado ao paleocontinente Paranapanema, hoje separado em mapa pelas rochas sotopostas do Domínio Inferior.

6.1.4 Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (CCOF)

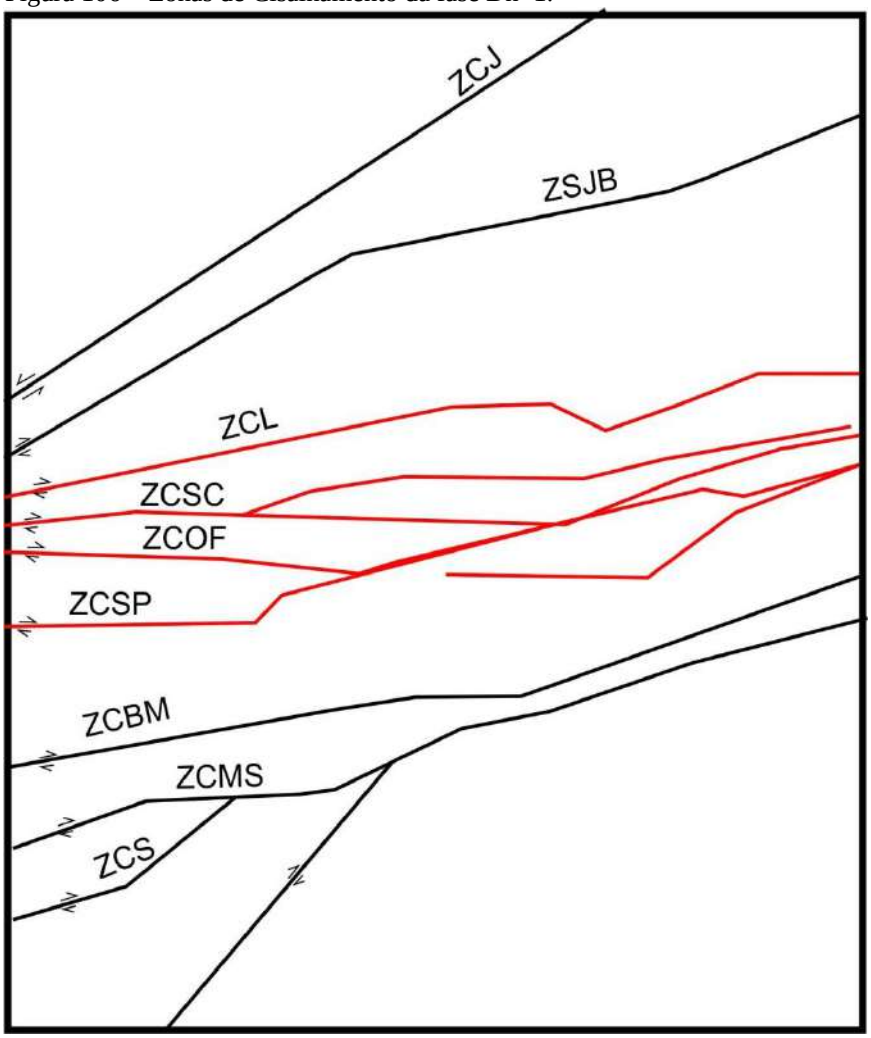
As Zonas de Cisalhamento do CCOF na região de Borda da Mata apresentam traçados semelhantes com variação entre E-W a NE-SW, entretanto considerando seus movimentos e ordem cronológica, podem ser divididas em três fases deformacionais: Dn, Dn+1 e Dn+2.

A primeira fase (Dn) é caracterizada pelas zonas de cisalhamento que delimitam as bases das *nappes* Socorro e Guaxupe, apresentando majoritariamente orientação ENE-WSW, por vezes com um *trend* preservado e dobrado com orientação aproximado N-S. Estas zonas de cisalhamento apresentam atualmente movimentação obliqua sinistral – reverso (Socorro) e destral – reverso (Guaxupé), associadas a movimento geral de topo para ENE. No Domínio Inferior ocorrem zonas de cisalhamento com movimento de empurrão para ENE associados a dobras isoclinais a apertadas, originalmente com eixos para N-S, que invertem a estratigrafia do Grupo Itapira na região. Estas estruturas encontram-se rompidas e dobradas por eventos posteriores. Esta fase deformacional é sin-tectônica ao evento colisional da porção sul do Orógeno Brasília, entre 620 e 615 Ma (PETERNEL *et al.*, 2005; TROUW, 2008; TROUW *et al.*, 2008; VINAGRE *et al*., 2014).

A segunda fase deformacional (Dn+1) é responsável pela geração da maioria das zonas de cisalhamento do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino. As zonas de cisalhamento dessa fase (Dn+1) se separam e se unem, apresentando uma forma anastomosada, com as orientações variando de ENE-WSW a E-W. Em sua maioria essas zonas cisalhantes são obliquas com componente transcorrente destral e reverso, com movimento de topo para NW, porém também ocorrem com movimento unicamente transcorrente ou exclusivamente reverso ou normal, indicando domínios de tranpressão e transtensão em inflexões nas direções das zonas de cisalhamento. Conforme descrito no Subcapitulo 5.2 foram identificadas nove (9)

zonas principais, distribuídas em 3 conjuntos (Norte, Central e Sul) com algumas zonas menores subordinadas unindo-as. As zonas dos conjuntos Norte e Sul apresentam orientação NE-SW a ENE-WSW enquanto aquelas do conjunto central tem direção principalmente E-W, configurando um conjunto que assemelha-se a uma estrutura S-C em escala de mapa, a qual seria consistente com o movimento geral destral (Figura 106).

Figura 106 – Zonas de Cisalhamento da fase Dn+1.



Legenda: Zonas de Cisalhamento (ZC) da fase Dn+1 divididas nos conjuntos: Norte (preto) – ZCJ – Jacutinga, ZCSJB – Senador José Bento; Central (vermelho) – ZCL – Lambari, ZCSC – Serra dos Criminosos, ZCOF – Ouro Fino, ZCSP – Serra da Peroba; Sul (preto) – ZCBM – Borda da Mata, ZCMS – Monte Sião, ZCS – Socorro, com setas indicando componente horizontal do movimento.

Fonte: O autor, 2018.

Nesta fases ocorrem dobras abertas a apertadas com vergência para NW associadas as zonas de cisalhamento, sendo mais apertadas quanto mais próximo das zonas. Ocorrem com eixos subparalelos as lineações de estiramento. Estas dobras e zonas de cisalhamento afetam as estruturas anteriores.

Estas zonas de cisalhamento continuam a leste como a Zona de Cisalhamento Conceição da Pedra, com direção ENE-WSW e movimentação oblíqua destral – reversa com topo para NW, na qual ocorre o Granito Serra da Pedra Branca, sintectônico a esta Zona de Cisalhamento, com idade de cristalização entre 573-563 Ma (PETERNEL, 2005; TROUW *et al*., 2008). Mais a sudeste ocorre também a Zona de Cisalhamento Virgínia com orientação e movimentação semelhante ocorrendo associado o Granito Serra de Cubatão com idade de cristalização em 563 Ma (TROUW *et al.*, 2008). Estas idades são correlacionadas a estágios finais do primeiro evento colisional associado a evolução do orógeno Ribeira.

Na terceira fase que compõe esse cinturão de cisalhamento ocorrem zonas de cisalhamento com orientação NE-SW de pequeno porte que deslocam e/ou reativam estruturas anteriores. A esta fase também estão associadas dobras suaves a abertas com eixo NNE-SSW e plano axial subvertical. As reativações apresentam uma movimentação obliqua com componente transcorrente sinistral e geralmente com o outro componente reverso, porém localmente ocorre com movimentação sinistral e componente normal, reativando as zonas de cisalhamento com *trend* NNE-SSW da fase Dn+1. Esta fase está associada a uma compressão aproximadamente N-S, sem correspondente regional, podendo ser um produto de deformação apenas local.

6.1.4 Metamorfismo

Foram identificados três eventos metamórficos nas rochas da área estudada, sendo o mais antigo (M1) registrado apenas em rochas do embasamento do Grupo Itapira na área de estudo. Este evento gerou migmatização no Biotita gnaisse migmatítico, podendo estar correlacionado a evento metamórfico entre 2.06 e 2.03 Ga, registrado em rochas de porção sul do Craton São Francisco. O segundo evento (M2) está registrado em todas as rochas metamórficas da área, sendo contemporâneo à fase deformacional Dn, ocorrendo em condições de facies anfibolito médio a alto. O terceiro evento (M3) ocorre em condições de facies anfibolito médio a baixo, associado ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento das fases Dn+1 e Dn+2, confundindo-se às vezes com um retrometamorfismo após M1 fora destas zonas de cisalhamento.

6.1.5 Evolução Geotectônica

A partir dos dados de campo, de petrografia, microtectônica e as correlações com trabalhos anteriores pode-se elaborar o modelo evolutivo para a região, apresentado na figura 234.

Após período de orogenia no Paleoproterozóico, entre 2.22 e 2.05 Ga, no qual se cristalizaram e sofreram metamorfismo (M1) os protólitos dos ortognaisses do embasamento do Grupo Itapira e da Megassequência Andrelândia, semelhantes a rochas do Cinturão Mineiro, ocorreu um período de tafrogênese entre 2.02 e 1.79 Ga, iniciando o desenvolvimento de bacias sedimentares em um antigo paleocontinente, possivelmente o Supercontinente Atlântica (ROGERS, 1996). Esta extensão está marcada pelas rochas metabásicas observadas na área de estudo e datadas nas regiões de Arcadas por LAZARINI (2008) e Serra Negra por OLIVEIRA *et al*. (2006). Inicialmente magma básico ascendeu da astenosfera alojando-se em nível crustal mais raso formando uma câmara magmática, na qual teria ocorrido a diferenciação de rocha básica e intermediária, registrada pelo bandamento e intercalação entre anfibolito e hornblenda-biotita gnaisse. Processos de extensão crustal continuam atuando, formam uma depressão na qual se instala uma bacia sedimentar registrada pelas rochas do Grupo Itapira. Inicialmente com deposição de sedimentos arcoseanos ((Granada)-Biotita gnaisse quartzoso) em ambientes próximais da bacia, gradando para ambiente de plataforma, com aporte de sedimento arenítico impuro (Muscovita Quartzito feldspático). O Quartzo-sericita filito/xisto marca deposição de sedimento tipo vaque, podendo representar depósitos associados a fluxos gravitacionais, indicando um ambiente tectonicamente ativo. Por fim ocorre sedimentação de pelitos em ambiente mais distal (Sillimanita-Biotita xisto/gnaisse). Toda esta sedimentação está acompanhada de atividade magmática registrada por soleiras e/ou derrames básicos (anfibolitos finos) e presença de fontes exalativas gerando material para formação de gonditos e níveis grafitosos. Esta atividade é mais intensa nas unidades mais basais da sequência mapeada.

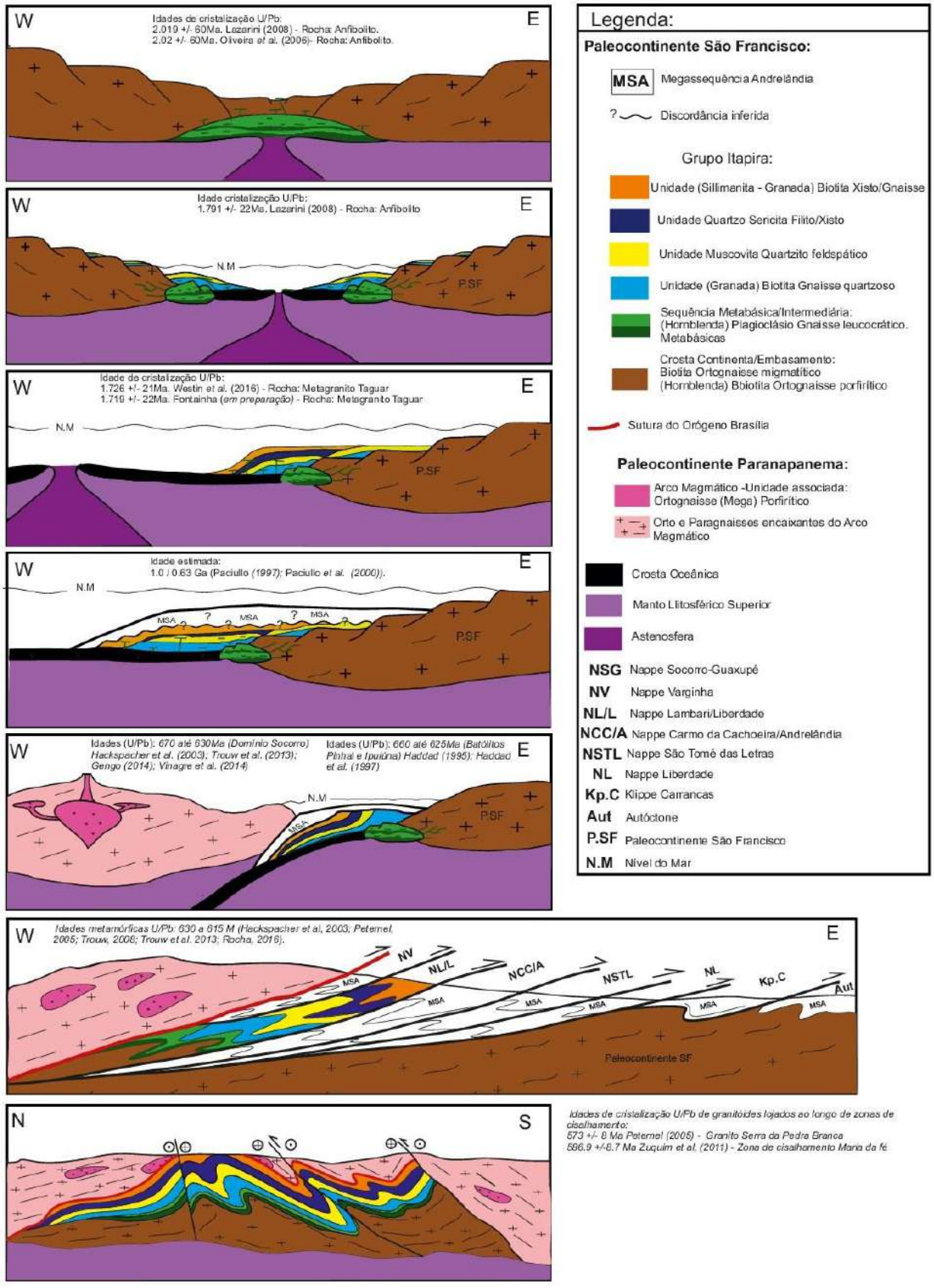
Esta sequência metavulcanossedimentar, que representa o Grupo Itapira na área de estudo, é cortada por diques de rocha granitoide, possivelmente correlatos ao granito gnaisse Taguar, com idade de cristalização em 1,72 Ga (WESTIN *et al*., 2016; FONTAINHA, em preparação), marcando um possível término da sedimentação na paleobacia.

Após um longo período sem registro, a partir de aproximadamente 1,0 Ga instala-se uma bacia sedimentar em margem passiva, sobre as rochas ortoderivadas riacianas e as rochas do Grupo Itapira, representadas pela Megassequência Andrelândia.

Entre 670 e 630 Ma de anos instala-se um arco magmático em paleoplaca (Paranapanema) que está em processo de convergência com a paleoplaca (São Francisco) na qual esta desenvolvida a paleobacia representada pelo Grupo Itapira e a bacia Andrelândia, que está sendo fechada neste momento. Entre 625 e 615 Ma ocorre o estágio colisional entre estes dois paleocontinentes, Paranapanema e São Francisco, associado à evolução do orógeno Brasília, gerando o desenvolvimento de sistema de *nappes* com movimento de topo para ENE, a foliação principal (Dn) das rochas e metamorfismo (M2) em facies anfibolito médio a alto, em todas as rochas metamórficas da área de estudo.

Entre 589 e 563 Ma ocorre processo de compressão aproximadamente NW-SE, associado ao primeiro estágio colisional do orógeno Ribeira acarretando no desenvolvimento das zonas de cisalhamento obliquas destrais, localmente sinistrais, E-W a NE-SW (Dn+1) do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino, associado a metamorfismo ao longo destas zonas em facies anfibolito baixo a xisto verde (M3). Posteriormente ocorrem pequenas e descontinuas zonas de cisalhamento oblíquas sinistrais com orientação NE-SW (Dn+2), com metamorfismo local também em facies anfibolito baixo (M3), reativando e/ou truncando estruturas da fase anterior. Estas zonas estariam associadas a uma compressão aproximadamente N-S, não sendo encontrada correlação regional, podendo ser um efeito apenas local.

Figura 107 – Modelo Geotectônico.



Legenda: Modelo Geotectônico da evolução da área estudada.
Fonte: O autor, 2018.

CONCLUSÕES

As principais conclusões alcançadas com o desenvolvimento da presente dissertação de mestrado são:

a) A sequência metavulcanossedimentar mapeada na área de estudo é associada ao Grupo Itapira, o qual representa uma paleobacia sedimentar desenvolvida durante o Orosiriano (2.019 a 1.79 Ga), talvez estendendo-se para o Estateriano, sobre rochas ortoderivadas riacianas;

b) Esta sequência metavulcanossedimentar é mais antiga que a Megassequência Andrelândia (Neoproterozóica), também fazendo parte de seu embasamento, corroborando interpretações mais recentes de que, ao menos parte das rochas cartografadas como Grupo Itapira não são correlatas a Megassequência Andrelândia;

c) Esta sequência metavulcanossedimentar desenvolveu-se em ambiente tectônica e magmaticamente ativo com intenso registro de magmatismo básico e sedimentação química associada à presença de fontes exalativas, com importante mineralização de manganês e ocorrências de grafita. A atividade ígnea inicial, alojada em câmara magmática em ambiente crustal raso possibilitou a diferenciação de magma básico em rochas básicas, máficas, a intermediárias, localmente com corpos de rochas ultramáficas;

d) Assim, os dados apresentados também não corroboram com o denominado Complexo São Vicente, de idade paleoproterozóica, agrupando rochas da região de Borda da Mata e Ouro Fino com rochas em ampla área a leste, cartografadas como da Unidade São Vicente, base da Megassequência Andrelândia;

e) As rochas ortoderivadas do embasamento Riaciano do Grupo Itapira na região estudada são litológica e geocronologicamente semelhantes a rochas do embasamento alóctone e autóctone da Megassequência Andrelândia e a rochas do Cinturão Mineiro, na borda sul do Cráton São Francisco;

f) O metamorfismo mais antigo da área esta registrado apenas em rochas do embasamento, possivelmente associado a evento regional no limite Riaciano / Orosiriano (2.06 a 2.03 Ga). As rochas do Grupo Itapira apresentam metamorfismo principal associado à evolução do orógeno Brasília e

metamorfismo localizado em zonas de cisalhamento associados à evolução do orógeno Ribeira;

g) A diferença de pressão, mais baixa no metamorfismo principal das rochas do Grupo Itapira, com sillimanita estável em facies anfibolito, e mais alta nas rochas da Megassequência Andrelândia, com cianita desde facies anfibolito até facies granulito, apesar de ambos estarem associados à colisão do orógeno Brasília, poderia ser devido a uma menor duplicação crustal entre as *nappes* Socorro e Guaxupé, no caso destas terem sofrido indentações separadas durante a colisão do orógeno Brasília;

h) As zonas de cisalhamento mais antigas, que separam os domínios das *Nappes* Socorro e Guaxupé do Domínio Inferior, com rochas do Grupo Itapira e seu embasamento estão associadas a processos de cavalgamento para ENE durante colisão que gerou o orógeno Brasília. O Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino é representado por zonas de cisalhamento obliquas principalmente destrais, com domínios locais de transpressão e transtensão em inflexões destas zonas, sendo associado ao primeiro período colisional do orógeno Ribeira;

i) Na área estudada as *Nappes* Guaxupé e Socorro apresentam rochas com características litológica, geoquímica e geocronológica semelhantes, que representam os Batólitos Pinhal-Ipuiuna (Guaxupé) e Serra da Água Limpa (Socorro), desenvolvidos durante período pré-colisional do orógeno Brasília, entre 670 e 630 Ma. Ambas as *nappes* apresentam características estruturais semelhantes, sendo posicionadas sobre rochas do Grupo Itapira e seu embasamento, no Domínio Inferior, por zonas de cisalhamento de empurrão, com rampas laterais, mostrando movimento de topo para ENE durante o período colisional do orógeno Brasília, entre 625 e 615 Ma.

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M. A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the Sao Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 2001, v. 29, n. 4, p. 319-322, april 2001.

DE ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, 1977, v. 7, n. 4, p. 349-364.

DE ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1984, 378p.

ARTUR, A. C. *Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo*. 1988. 232 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

ARTUR, A. C.; EBERT, H. D.; WERNICK, E. Magmatismo e tectônica no Complexo Socorro (SP/MG). In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991a, São Paulo. *Atas*... São Paulo: SBG/NSP-RJ, 1991a. p. 105-112.

ARTUR, A. C. et al. *Mapeamento Geológico em 1:50.000 da Quadrícula Extrema*. Rio Claro: Convênio PRÓ-MINÉRIO/IG-UNESP, 1991b. v. l, 152 p. Relatório Final.

ARTUR, A. C. et al. Associações plutônicas do complexo granitóide Socorro (Estados de São Paulo e Minas Gerais, SE Brasil). *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, 1993, v. 23, n. 3, p. 265-273, setembro 1993.

ÁVILA, C.A. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais*. 2000. 401 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

ÁVILA, C. A. et al. The Glória Quartz-Monzodiorite: Isotopic and Chemical Evidence of Arc-Related Magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro, 2006, v. 78, n. 3, p. 543-556, setembro 2006.

BASEI, M. A. S. et al. *Geologia da Folha Amparo (SP), 1:50.000*. São Paulo: Convênio PRÓ-MINÉRIO/IG-USP, 1986, v.1, 109 p. Relatório Final.

BITTAR, S. Mapeamento Geologico-Estrutural da Folha Caxambu e parte sul da Folha Luminárias, Minas Gerais. An. Inst. Geociências, Rio de Janeiro, 1989, v. 16, p. 94-95.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 1999, v. 22, n. 3, p. 155-166.

CAMPOS NETO, M. C. et al. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. In: JORNADA DA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, 1983a, São Paulo. *Atas*... São Paulo: SICCT/PRÓ-MINÉRIO, 1983a. p. 55-79.

CAMPOS NETO, M. C. & BASEI, M. A. S. Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, 1983b, São Paulo. *Atas*... São Paulo: SICCT/PRÓ-MINÉRIO, 1983b. p. 61-78.

CAMPOS NETO, M. C. Evolução do pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. *Atas*... São Paulo: SBG-NSP, 1985. p. 561-571.

CAMPOS NETO, M. C. Geometria e fases de dobramentos brasilianos superpostos no oeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, 1984a, v. 14, n. 1, p. 60-68, junho 1984a.

CAMPOS NETO, M. C. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (regiao de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. de Geociências*, v. 14, n.1, p. 81-91, junho 1984b.

CAMPOS NETO, M. C. et al. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 6, 1990, Natal. *Anais*... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. p. 2615-2630.

CAMPOS NETO, M. C. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande: ensaio de evolução tectônica. 1991. 210 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; CABY, R. Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé. *Boletim IG-USP*, São Paulo, 1996, n. 18, p. 11-14.

CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n. 2, p. 143-162, april 1995.

CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, Berlin, v. 97, n. 1-2, p. 3-26, august 1999.

CAMPOS NETO, M. C. & CABY, R. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, Washington, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.

CAMPOS NETO, M. C. et al. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasiliana no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Rev. Inst. Geociências*, São Paulo, n. 4, p. 13-40, 2004.

CAMPOS NETO, M. C. et al. Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 47-60, dezembro 2007.
CAMPOS NETO, M. C. et al. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, v. 180, n. 3-4, p. 125-142, july 2010.

CAMPOS NETO, M. C. Orogen Migration and tectonic setting of the Andrelândia nappe system: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 4, p. 393-406, december 2011.

CAVALCANTE, J. C. et al. Projeto Sapucaí: relatório final de geologia. Estados de São Paulo e Minas Gerais. Brasília-DF: DNPM/CPRM, 1979. n. 4, 299p. (Série Geologia, n. 4; Seção Geologia básica, n.2).

CHERMAN, A. F. Geologia, petrografia e geocronologia de ortognaisses paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, na região entre Itumirim e Nazareno, Minas Gerais. 2004. 259 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

CHRISPIM, S. J. Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Faria, Lavras, MG. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, 1983, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-MG. p. 376-386.

CIOFFI, C. R. et al. Tectonic significance of the Meso-to Neoarchean complexes in the basement of the southern Brasília Orogen. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 287, p. 91-107, september 2016a.

CIOFFI, C. R. et al. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 275, p. 176-196, september 2016b.

CIOFFI, C. R. *Processos de acresção e retrabalhamento continental no embasamento do Orógeno Brasília Meridional*. 2016c. 198 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016c.

EBERT, H. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. ln: RELATÓRIO ANUAL DO DIRETOR, 1955, DGM, Rio de Janeiro: p. 97-107 e p. 136-137.

EBERT, H. & BROCHINI, M. F. B. Estudo estratigráfico e geocronológico do Escudo Cristalino Brasileiro. *Ciência e Cultura*, v. 20, p. 624-625, 1968.

EBERT, H. Os paraibides entre São João dei Rei, Minas Gerais e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: Resumo das Comunicações, SBG, 1971. p. 177-78.

EBERT, H.D. et al. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, v. 15, n. 2, p. 688-699, 1995.

EBERT, H. D. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, v. 15, p. 668-699, 1996.
EBERT, H. D. & HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of south-east Brazil. *Geological Society*, London, Special Publication, n. 135, n. 1, p. 231-252, december 1997.

FETTER, A.H. et al. Resfriamento final do Ciclo Brasiliano na porção sul da faixa Brasília e a sobreposição da Faixa Ribeira: evidências isotópicas U/Pb em monazita e Ar/Ar em biotita. In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2003, São Pedro. *Boletim de resumos*, p. 42, 2003.

GENGO, R. M. Petrologia de ortognaisses e granitóides do domínio Socorro, Nappe Socorro-Guaxupé, seção Extrema-Camanducaia. 2014. 109 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

HACKSPACHER, P. C. et al. Magmatismo a 660-640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo, v. 3, p. 85-96, 2003.

HADDAD, R. C. *O Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro*. 1995. 270 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

HADDAD, R. C.; JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. Caracterização Geoquímica Preliminar dos Granitóides Aflorantes nas Vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna (SP-MG), *Rev. Bras. Geociências*, v. 27, n.1, p. 129-138, 1997.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. A provincia Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUI, Y. (coords.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blücher, p. 308, 1984.

HEILBRON, M. *Evolução metamórfica-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas Gerais, MG*. 1984. 151 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1984.

HEILBRON, M. *Evolução Tectôno-metamorfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) Barra do Piraí (RJ), Setor Central da Faixa Ribeira*. 1993. 268 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

HEILBRON, M. *O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica*. 1995. 110 f. Tese não publicada (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; NOGUEIRA, J. R. The Juiz de Fora Complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Paleoproterozoic granulitic crust thrusted during the Pan African Oregon. *International Geoscience Journal/Gondwana Research*, v. 1, n. 3-4, p. 373-382, 1998.

HEILBRON, M. et al. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *Atlantic rifts and continental margins*, v. 115, p. 1-32, january 2000.
HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, v. 125, p. 87-112, 2003.
HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, p. 203-233, 2004.

HEILBRON, M. et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 294, p. 211-237, january 2008.

HOPPE, A. et al. Eclogitos pré-cambrianos no sudoeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, 1985, Belo Horizonte. *Anais*... Belo Horizonte: SBG, 1985. p. 180-192.

JANASI, V. A. *Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia. Dissertation.* 1986. 282 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

LAZARINI, A. P. *Evolução tectono-metamórfica das rochas máficas e ultramáficas da região de Águas de Lindóia e Arcadas, estado de São Paulo.* 2008. 139 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 2008.

MACHADO, N. et al. U–Pb geochronology of Central Ribeira Belt. *Precambrian Research*, v. 79, n 3-4, p. 347–361, setembro 1996.

MEHNERT, K. R. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Megascopic structures of migmatite*, v. 163, p. 7-42, february 1968.

NOCE, C. M. *Estudo geológico-estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento, Rio de Janeiro.* 1987. 156 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.

NOCE, C.M. et al. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. J. *South Am. Earth Sciences*, v. 13, n. 2, p. 225-239, 2000.

OLIVEIRA, M. A. F. ZANARDO, A. P.; DANTAS, E. L. New U/Pb and Sm/Nd geochronological data of paleoproterozoic orthogneiss and amphibolite (Serra Negra Unit) from the Amparo Basement Complex, Southeastern Brazil. In: V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, 2006, Punta Del Este. *Anais…* Punta Del Este: V-SSAGI Short Papers. p. 135-138.

OLIVEIRA, E. M. C. *Mapeamento geológico-estrutural e petrografia das sucessões pré-cambrianas da Área de Lambarí, Minas Gerais.* 1997. 103 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

PACIULLO, F. V. P. *Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, MG.* 1980, 80 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1980.
PACIULLO, F. V. P. *A Sequência Deposicional Andrelândia*. 1997. 248 f. Tese (Doutotado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.

PACIULLO, F. V. P. et al. The Andrelândia basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, v. 30, n. 1, p. 200-202, 2000.

PACIULLO, F. V. P.; TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A. Geologia da Folha Andrelândia. In: VI GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO, Projeto Sul de Minas, A.C. PEDROSA-SOARES; C. M. NOCE; R;A;J; TROUW & M. HEILBRON (Coords.), 2003.

PASSCHIER, C. W. Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geologie en Mijnbouw*, v. 65, p. 167-176, 1986.

PERROTA, M. M. *A Faixa Alto Rio Grande na região de São Gonçalo do Sapucaí, MG.* 1991. 158 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

PETERNEL, R. M. N. *A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais.* 2005. 257 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J.; SCHMITT, R. S. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 35, n. 3, p. 297-310, 2005.

PETERNEL, R. et al. Mapa geológico: folha Campos do Jordão, SF.23-Y-B-V. Escala 1:100.000. CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2014.
PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. *Sand and Sandstone.* 2. ed. Berlin: Springer-Verlag, 1987.

PIMENTEL, M. M. et al. Idade do metariolito da Sequência Marat, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 64, p. 19-28, 1992.

PIRES, F. R. M. *Geologia do Distrito Manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais.* 1977. 344 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1977.

PIRES, F. R. M. The archaen Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas itabirite distribution at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v. 50, n. 4, p. 599-600, 1978.

RENO, B. L. et al. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal Geological Society*, London, v. 166, p. 1013-1032, 2009.

RENO, B. L.; BROWN, M.; PICCOLI, P. M. 40Ar/39Ar thermochronology of highpressure granulite nappes in the southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*, v. 310, p. 1294-1332, 2010.
RENO, B. L. et al. In situ monazite (UeTh)ePb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the hightemperatureretrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, p. 81-112, 2012.

RIBEIRO, A. *Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, Minas Gerais.* 1980. 57 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1980.

RIBEIRO, A. et al. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João dei Rei e Andrelândia, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. p. 2605-2614.

RIBEIRO, A. et al. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonicsmo Brasiliano na margem sul do Cráton do São Francisco. *Brazilian Journal of Geology*, v. 25, n. 4, p. 235-248, 1995.

RIBEIRO, A. et al. Mapa geológico: folha Pouso Alegre SF.23-Y-B-II. Escala 1:100.000. 2014. CPRM Serviço Geológico do Brasil.

ROCHA, B. C. D. *Idade, duração e condições PT do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na nappe Socorro-Guaxupé.* 2016. 215 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Sâo Paulo, 2016.

ROGERS, J. J. W. A history of continents in the past three billion years. *J. Geol.*, v. 104, pp. 91-107, january 1996.

SANTOS, C. A. *Geologia, petrologia e geocronologia dos gnaisses e rochas associadas na região entre Carrancas, Minduri e Luminárias (MG)*. 2014. 57 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

SAWYER, E. W. *Atlas of migmatites.* 9. ed. Canada: NRC Research Press, 2008.

SCHMITT, R. S. *Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil.* 2001. 273 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

SCHMITT, R. S. et al. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 133, n. 1, p. 29-61, july 2004.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. *Bull. Geol. Soc.*, London, v. 133, p. 191-213.

SILVA, L. C. et al. Zircon U–Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro gneissic granitic suites: impli-cations for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African Collage. *Rev. Bras. Geociências*, v. 33, n. 2, p. 237–244, may 2003.

SIMÕES, L. S. A. *Evolução tectono-metamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. 1995. 149 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, n. 1, p. 1-33, march 1976.

TEIXEIRA, W. et al. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, v. 256, p. 148-169, january 2015.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5, 1980, Camboriú. *Anais*... Camboriú: CBG, 1980. p. 2773.

TROUW, R. A. J. et al. Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, 1982, Salvador. *Anais*..., Salvador: CBG, p. 187-198.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Minas Gerais. *Acad. Bras. Ciênc.*, v. 55, n. l, p. 71-85, 1983.

TROUW, R. A. J. et al. Os Grupos São João dei Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*... Rio de Janeiro: CBG, 1984. p. 3227-3240.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. Contribuição à geologia de Folha Barbacena - 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1986, Goiânia. *Anais*... Goiânia: CBG, 1986. p. 974-984.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1994, Camboriú. *Anais*... Camboriú: SBG, 1994. p. 234-235.

TROUW, R. A. J. et al. The central segment of the Ribeira Belt. *Tectonic Evolution of South America*, v. 31, p. 287-310, july 2000.

TROUW, R. A. J. et al. Geologia da folha Itajubá SF 23-YB-III: escala 1:100.000. CPRM Serviço Geológico Brasileiro, 2008.

TROUW, R. A. J. et al. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 43-57, december 2013.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western Gondwana and subduction related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, v. 30, p. 07-11, 2000.

TUPINAMBÁ, M. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, v. 15, n 1, p. 67-79, 2007.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Evolução tectónica e magmática da faixa ribeira entre o neoproterozoico e o paleozoico inferior na região serrana do estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anu. Inst. Geocienc.* Rio de Janeiro, v. 35, n. 2, p.140-151, dezembro 2012.

VALENÇA, J. G. et al. Transamazonian gabronoritic intrusive rocks from the southernmost São Franciso Craton (Brazil). In: XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Rio de Janeiro, 2000 (CD-Room).

VALERIANO, C. M. *Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei*. 1985. 83 f. Tese (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1985.

VALERIANO, C. M. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. *Brazilian Journal of Geology*, v. 23, n. 3, p. 335-338, 1993.

VALERIANO, C. M. et al. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, v. 130, n. 1-4, p. 27-55, april 2004.

VALERIANO, C. M. et al. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (eds). West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. *Geological Society*, London, Special Publication, v. 294, p. 197-210, 2008.

VASCONCELLOS, A. C. B. C. *O Grupo Andrelândia na região norte de Ouro Fino, MG*. 1988. 199 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Sâo Paulo, 1988.

VASCONCELLOS, A. C. B. C.; HARRIS, N.; TINDLE, A. G. The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil. *Res. Terras. Ser.*, v. 85, p. 86, december 1990.

VINAGRE, R. et al. New Evidence of a Magmatic Arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa Batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 54, p. 120-139, october 2014.

WERNICK, E. Caracterização genética de alguns granit_oides brasilianos dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectonicas preliminares. In: 33º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: CBG, 1984. p. 2902-2918.

WERNICK, E. et al. O magmatismo Piracaia, SP (SE Brasil): aspectos composicionais e evolutivos. *Rev. Bras. Geociências*, v. 27, n. 1, p. 53-66, 1997.

WESTIN, A.; CAMPOS NETO, M. C. Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 48, p. 220–239, december 2013.
WESTIN, A. *Depósitos orogênicos e bacia extensional: o embasamento metassedimentar e a cobertura da margem passiva no orógeno Brasília meridional.* 2015. 147 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

WESTIN, A. et al. A Paleoproterozoic intra-arc basin associated with a juvenile source in the Southern Brasilia Orogen: application of U-Pb and Hf-Nd isotopic analyses to provenance studies of Complex areas. *Precambrian Research*, v. 276, p. 178–193, may 2016.

WESTIN, A. et al. The Neoproterozoic southern passive margin of the São Francisco craton: Insights on the pre-amalgamation of West Gondwana from U-Pb and Hf-Nd isotopes, *Precambrian Research*, v. 320, p. 454-471, january 2019.

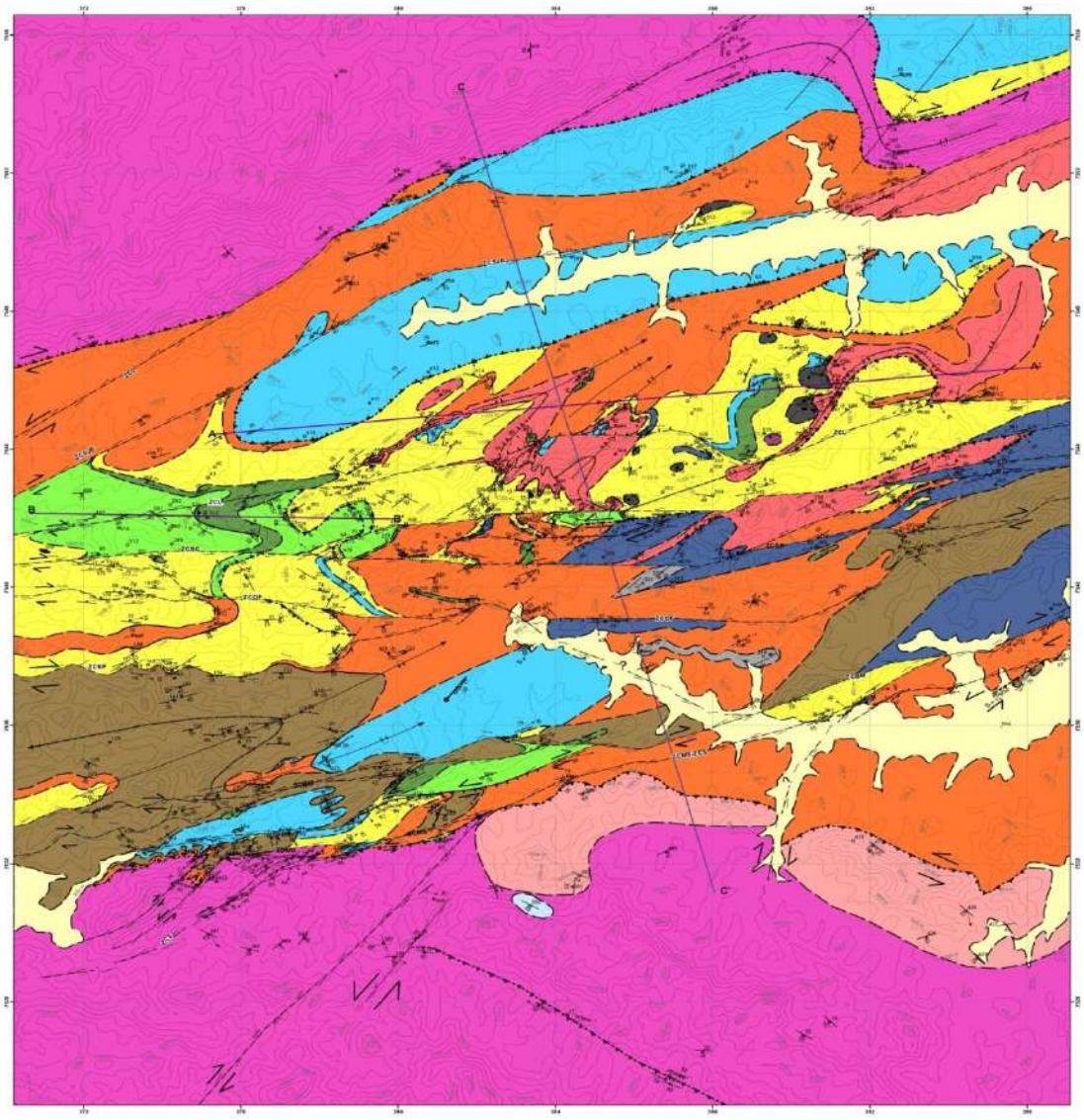
WILLIAMS H.; TURNER, F.; GILBERT, C. M. *Petrografia*. In: Textura e classificação de rochas ígneas (eds.). USP, p.13-38, 1970.

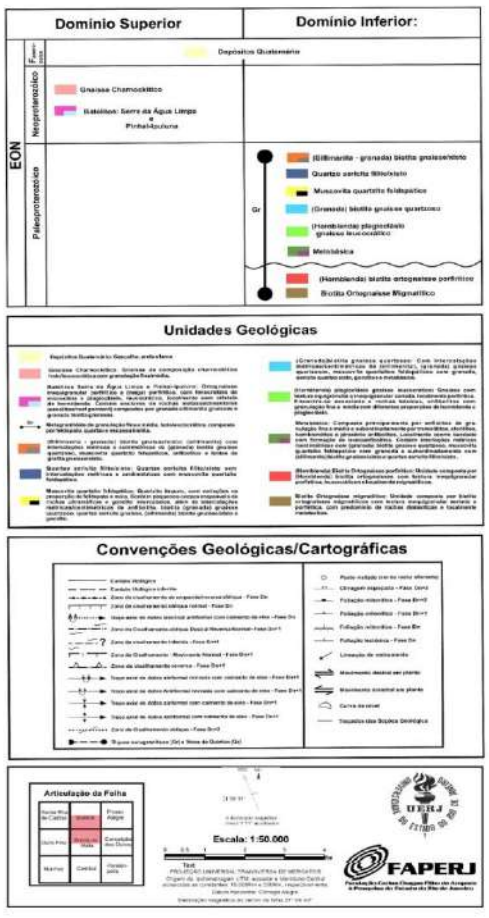
ZANARDO. A. Análise petrográfica e microestrutural das rochas da Folha de Águas de Lindóia. 1987. 270 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

ZUQUIM, M. P. S. et al. Structural evolution and U-Pb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé shear zone, central Ribeira belt e SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 199-213, february 2011.

APÊNDICE A – Mapa geológico e Seções Geológicas

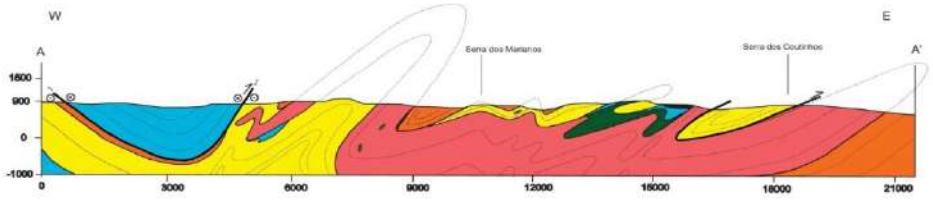
Mapa Geológico da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, MG.

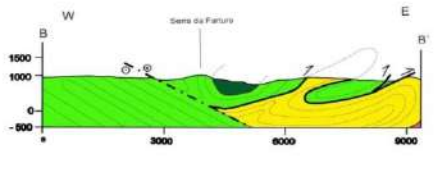


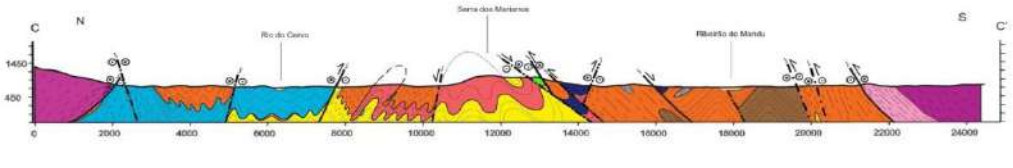


AUTOR: PEDRO COSTA FURTADO
ORIENTADOR: RODRIGO PETERNEL MACHADO NUNES
CO-ORIENTADOR: RUDOLPH ALLARD JOHANNES TROUW
2018

Seções Geológicas:

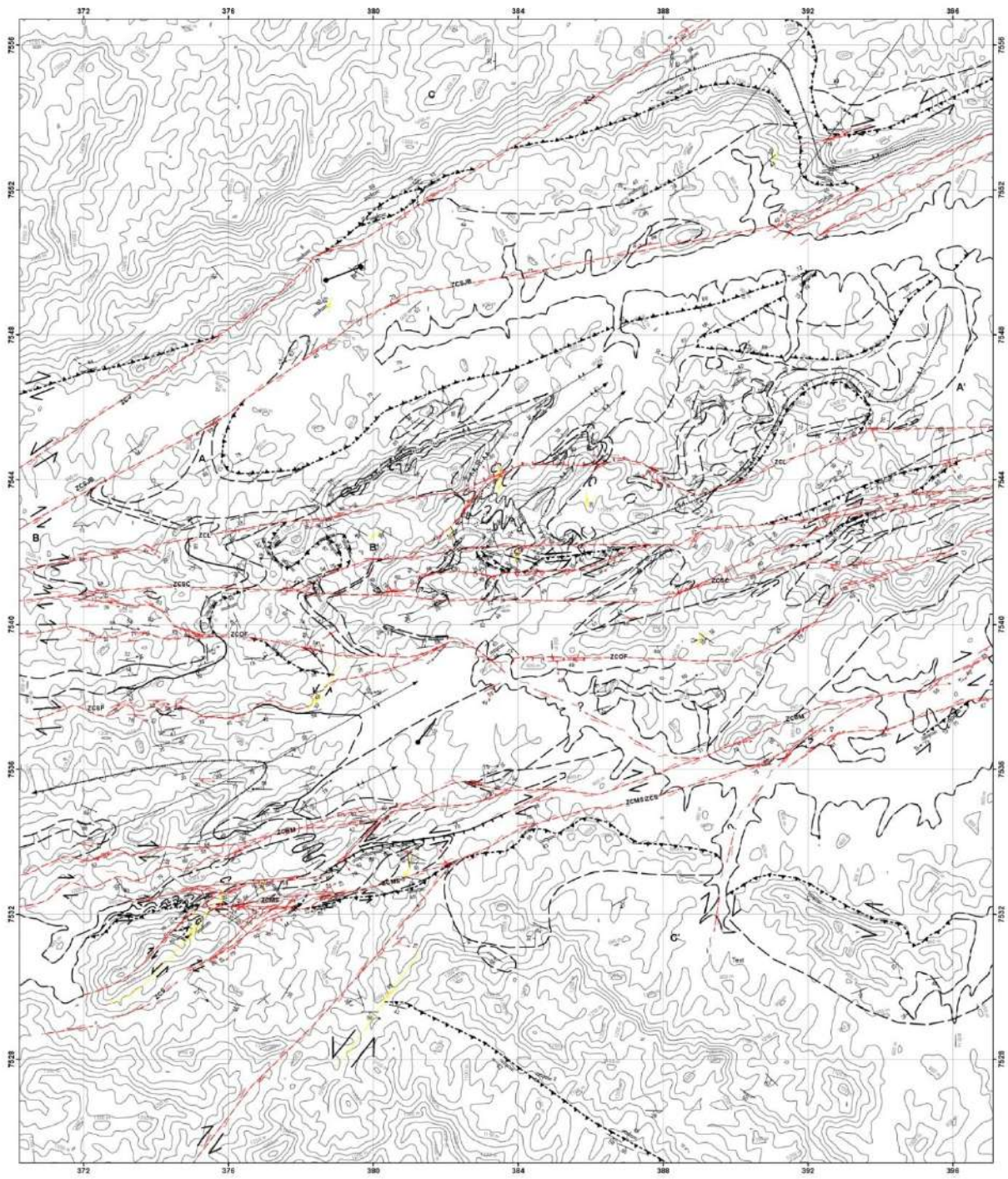


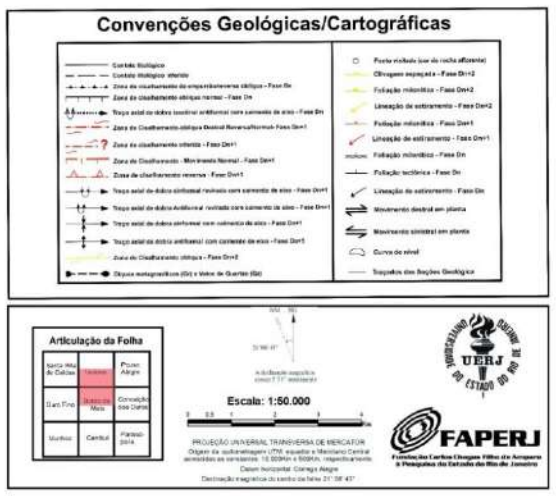




APÊNDICE B – Mapa Estrutural

Mapa Estrutural da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, MG.





AUTOR: PEDRO COSTA FURTADO

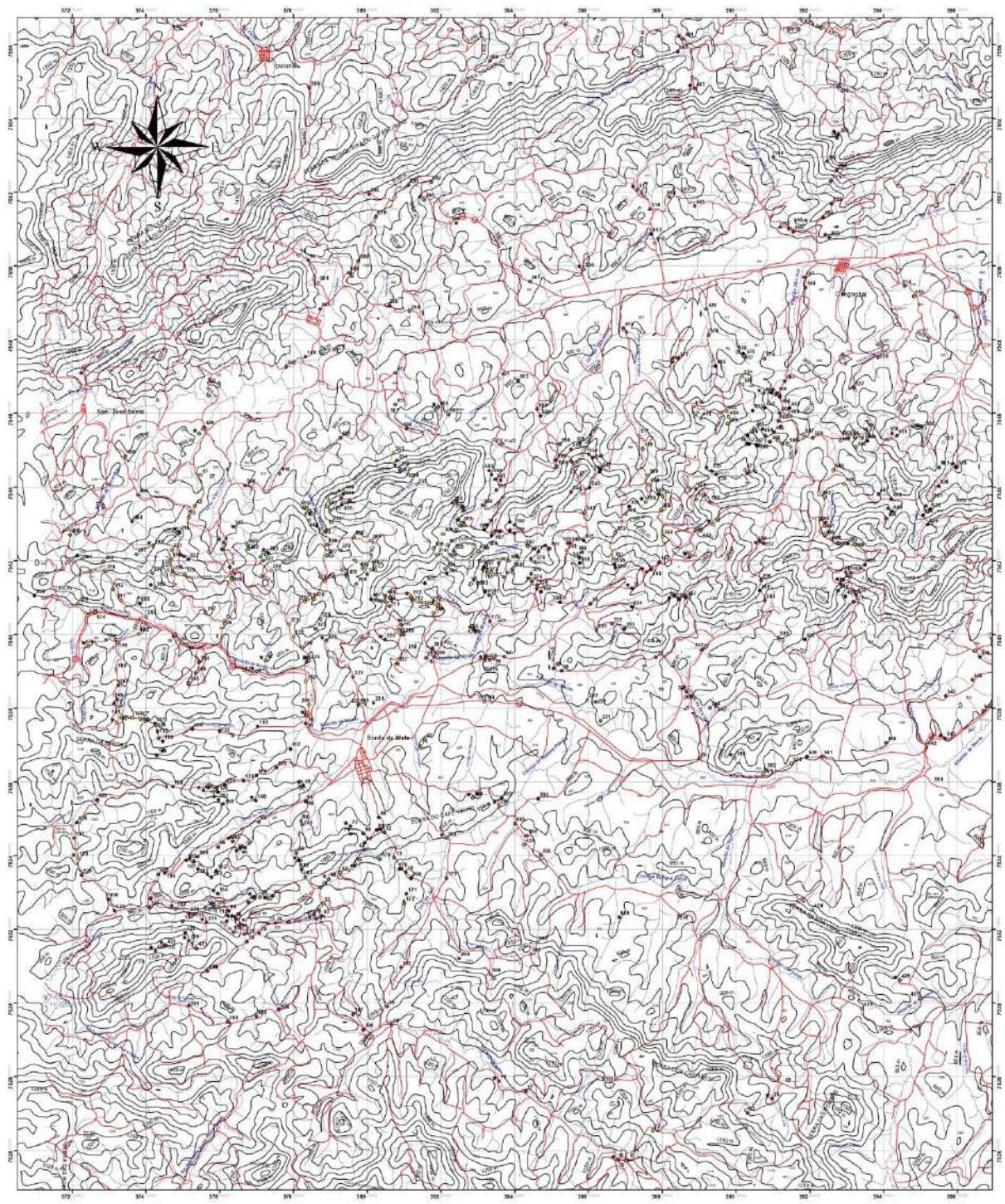
ORIENTADOR: RODRIGO PETERNEL MACHADO NUNES

CO-ORIENTADOR: RUDOLPH ALLAR JOHANNES TROUW

2018

APÊNDICE C – Mapa de Ponto

Mapa de pontos da região entre Ouro Fino e Pouso Alegre, MG.



Legenda:

- Ponto visitado (preenchido com a cor associada a rocha aflorante).
- Ponto visitado de dique metagranítico.
- Ponto visitado de veio de quartzo.
- Lâmina petrográfica delgada descrita
- Mina ativa
- Pedreira inativa
- S Ocorrência de cristais de sillimanita

Convenções Cartográficas:

- Curva de nível
- Rede hidrográfica
- Estrada pavimentada/não pavimentada
- Cidades

Articulação da Folha

Santa Rita de Caldas	Ipuiúna	Pouso Alegre
Ouro Fino	Borda da Mata	Conceição dos Ouros
Munhoz	Cambuí	Paraisópolis

NM NG

21°08'43"

A declinação magnética cresce 9'33" anualmente

Escala 1:50.000

0 0,5 1 2 3 4 Km

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem da quilometragem UTM equador e Meridiano Central acrescidas as constantes: 10.000Km e 500Km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre
Declinação magnética do centro da folha 21° 08' 43"

UERJ UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

FAPERJ
Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro

AUTOR: PEDRO COSTA FURTADO

ORIENTADOR: RODRIGO PETERNEL MACHADO NUNES

CO-ORIENTADOR: RUDOLPH ALLARD JOHANNES TROUW

2018