



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



# **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO  
ORÓGENO ARAÇUAÍ ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IÚNA (ES) E  
GOVERNADOR VALADARES (MG)**

**AUTOR: Paulo Zaeyen de Oliveira e Silva**

**ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo**

**CO-ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Antonio Carlos Pedrosa-Soares**

Nº

**BELO HORIZONTE  
DATA (26/02/2016)**

**PAULO ZAEYEN DE OLIVEIRA E SILVA**

**CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO  
ORÓGENO ARAÇUAÍ ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IÚNA (ES) E  
GOVERNADOR VALADARES (MG)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Federal de Minas Gerais.

**Área de Concentração:** Geologia Regional

**Orientação:** Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

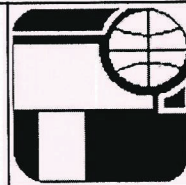
**Co-Orientação:** Prof. Dr. Antonio Carlos Pedrosa-Soares

**BELO HORIZONTE**

**2016**

S586c 2016 Silva, Paulo Zaeyen de Oliveira e.  
Caracterização litoestrutural do embasamento do Orógeno Araçuaí entre os municípios de Lúna (ES) e Governador Valadares (MG) [manuscrito] / Paulo Zaeyen de Oliveira e Silva. – 2016.  
92 f., enc. (principalmente color.)  
  
Orientador: Tiago Amâncio Novo.  
Coorientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2016.  
Área de concentração: Geologia Regional.  
Bibliografia: f. 88-92.  
  
1. Geologia estrutural – Teses. 2. Geografia regional – Teses. I. Novo, Tiago Amâncio. II. Pedrosa-Soares, Antônio Carlos. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551.243



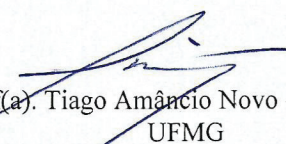
## FOLHA DE APROVAÇÃO

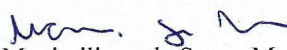
**CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IÚNA (ES) E GOVERNADOR VALADARES (MG)**


**PAULO ZAEYEN DE OLIVEIRA E SILVA**

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 26 de fevereiro de 2016, pela banca constituída pelos membros:

  
Prof(a). Tiago Amâncio Novo - Orientador  
UFMG

  
Prof(a). Maximiliano de Souza Martins  
UFOP

  
Prof(a). Ricardo Diniz da Costa  
UFMG

Belo Horizonte, 26 de fevereiro de 2016.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Professor Tiago Amâncio Novo (Tião) pela sua brilhante orientação e paciência ao longo desses anos. Ao Professor Antonio Carlos Pedrosa-Soares (Calota) pelo seu auxílio e co-orientação. Aos Professores Maximiano Martins (Max) e Ricardo Diniz da Costa (Bidu) pela participação na banca avaliadora deste trabalho e pelas suas importantes sugestões e observações, contribuindo para a melhoria deste. Agradeço aos meus pais pelo apoio e incentivo durante toda a minha vida. Agradeço a santa da minha noiva por estar ao meu lado todos esses anos e ainda assim aceitar se casar comigo. Agradeço aos meus colegas de pós e de graduação também, que dividiram comigo as dificuldades e as cervejas. Agradeço aos meus amigos por todos os momentos juntos.

*“For those about to rock,*

*We salute you”.*

*AC/DC (1981)*

## RESUMO

A área de estudo para deste trabalho está inserida no contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. O embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante um processo orogênico paleoproterozóico que se estendeu, entre 2,2 e 2,0 Ga. Os complexos ortognáissicos Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane correspondem às rochas paleoproterozóicas do embasamento do orógeno na sua parte meridional. O objetivo desse trabalho é apresentar uma série de perfis litoestruturais, orientados na direção E-W, da região compreendida entre os municípios de Iúna (ES), Manhumirim e Governador Valadares (MG), inserindo a área de estudo no núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí meridional. Para tanto, foi feita a análise geométrica descritiva das estruturas internas de cada litologia, assim como das relações de contato entre os complexos Pocrane e Juiz de Fora, e Pocrane e Mantiqueira, sendo reconhecidas estruturas de cavalgamento reverso com vergência para leste, associadas a estruturas em flor em zonas de cisalhamento transcorrentes. Como parte importante do embasamento do Orógeno Araçuaí, esse trabalho também apresenta dados recentes sobre a geologia estrutural a Suíte Caparaó e regiões adjacentes à serra homônima, ainda carente de estudos.

**Palavras chave:** Orógeno Araçuaí; Embasamento; Complexo Pocrane; Complexo Juiz de Fora; Suíte Caparaó.

## ***ABSTRACT***

*The area of study is part of the geotectonic Araçuaí-Western Congo Orogen context. The basement units of the Araçuaí Orogen evolved from the assemblage of the Archean crustal blocks during the Paleoproterozoic orogenic process that took place between 2.2 and 2.0 Ga. The Mantiqueira, Juiz de Fora and Pocrane orthogneisses complexes correspond to the Paleoproterozoic basement rocks of the southern Araçuaí Orogen. The purpose of this research is to present a series of E-W lithostructural cross sections between Iúna (ES), Manhumirim and Governador Valadares (MG), locating the study area in the high grade metamorphic and igneous core of the southern Araçuaí Orogen. Therefore, a geometric descriptive analysis of each lithology and of the contact relationships between the Pocrane and Juiz de Fora complexes, and Pocrane and Mantiqueira complexes was made, making possible to recognize reverse faults verging east, associated with flower structures within transcurrent faults. This research also presents, as an important unit of the Araçuaí basement, recent data about the Caparaó Suite and the adjacent regions to the Caparaó mountain range, yet poorly studied.*

**Keywords:** *Araçuaí Orogen; basement, Pocrane complex, Juiz de Fora complex, Caparaó Suite.*

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	14
1.1 - Objetivos .....	14
1.2 - Localização e Vias de Acesso .....	14
1.3 - Metodologia .....	16
1.4 - Trabalhos Publicados e Atividades Realizadas .....	17
1.5 - Estruturação da Dissertação .....	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO .....	19
2.1 - Unidades Litológicas .....	20
2.2 - Evolução Tectônica .....	26
2.3 - Geologia Estrutural .....	29
3. CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IÚNA (ES) E GOVERNADOR VALADARES (MG) 30	
3.1 - Introdução .....	30
3.2 - Contexto Geológico .....	31
3.3 - Materiais e Métodos .....	33
3.4 - Discussões .....	34
3.5 - Conclusões .....	55
4. GEOLOGIA DA REGIÃO DO CAPARAÓ .....	56
4.1. Unidades Litológicas e Metamorfismo .....	57
4.2 - Geologia Estrutural .....	69
4.3 - Discussões .....	81
5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES .....	85
5.1 - Conclusões .....	86
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	88

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Imagem de satélite com a localização da área de estudo destacada na cor amarela .....	15
Figura 1.2: Principais acessos e Municípios da área de estudo. ....	15
Figura 2.1: Situação geotectônica dos orógeno Araçuaí e Ribeira e da Faixa Congo Ocidental em relação aos crátons do São Francisco e Congo, no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2007), e destaque com as principais unidades do embasamento (modificado de Noce <i>et al.</i> , 2007a). Polígono amarelo destacando área de estudo. ....	19
Figura 2.2: Mapa simplificado do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> , 2001). Polígono preto destacando área de estudo. ....	20
Figura 2.3: Mapa geológico simplificado da região abordada pela dissertação de mestrado (compilação das cartas geológicas elaboradas por Féboli, 2000; Féboli & Paes, 2000; Ribeiro, 2000; Tuller, 2000; Novo <i>et al.</i> , 2012). ....	21
Figura 2.4: Modelo evolutivo esquemático regional para a Orogenia Riacciana-Orosiriana. A e B, desenvolvimento do arco de ilhas juvenil Pocrane–Juiz de Fora e do arco magmático de margem continental Mantiqueira; C, colisão do arco Pocrane–Juiz de Fora com a margem continental Mantiqueira; C, colisão do arco Pocrane–Juiz de Fora com a margem do paleocontinente São Francisco e magmatismo orogênico do Arco Mágmatíco Kimeziano às margens do Paleocoincidente Congo (Novo, 2013). ....	27
Figura 2.5: Ilustração das fases evolutivas de acordo com o modelo da Tectônica do Quebra-Nozes para evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. a) A bacia precursora Macaúbas. b) Convergência inicial. c) Estágio colisional. d) Escape lateral e colapso gravitacional (Moura & Fonte Boa, 2014, adaptado de Alkmim <i>et al.</i> , 2007). ....	28
Figura 2.6: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congolesa (adaptado de Alkmim <i>et al.</i> , 2007). ....	29
Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da região abordada pela dissertação de mestrado (compilação das cartas geológicas elaboradas por Féboli, 2000; Féboli & Paes, 2000; Ribeiro, 2000; Tuller, 2000; Novo <i>et al.</i> , 2012) e localização dos perfis apresentados neste capítulo. ....	35
Figura 3.2: Perfil AA' (Moura & Fonte Boa, 2014). ....	35
Figura 3.3: Perfil BB' (Moura e Fonte Boa, 2014). ....	36
Figura 3.4: Perfil 1. 1) Fotografia do afloramento mostrando a foliação, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando Sn, em azul, e Sn-1 em granada poiquilítica rotacionada, em amarelo (19°13'19,8"S/42o3'29,22"W); 2) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento paralelo à foliação e projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mienral (19°06'24,54"S/42oW); 3) Fotografia mostrando o afloramento, projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mineral e fotomicrografia ressaltando Sn+1, em branco, e Sn, em amarelo (18°56'23,46"S/41o56'43,62"W). Afs = alcali-feldspatos, Bt = biotita, Grt = granada, Hbl = hornblenda, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo. ....	38
Figura 3.5: Perfil 2. 1) Projeção estereográfica (19°16'41,1"S/42°03'4,8"W); 2) Projeção estereográfica (19°11'36,78"S/41°53'19,86"W); 3) Projeção estereográfica (19°15'47,73"S/42°1'5,09"W). ....	40

- Figura 3.6: Perfil 3. 1) Projeção estereográfica (19°17'56,88"S/41°56'37,08"W); 2) Projeção estereográfica (19°18'31,38"S/41°54'12,42"W); 3) Projeção estereográfica (19°16'8,7"S/41°46'27,06"W); 4) Fotografia de rocha do Complexo Pocrane migmatizada (19°15'30"S/41°45'4,86"W); 5) Projeção estereográfica do ponto (19°16'27,48"S/41°43'7,62"W); 6) Projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mineral (19°17'5,34"S/41°42'0,42"W)..... 40
- Figura 3.7: Perfil 4. 1) Projeção estereográfica (19°25'45,84"S 41°54'25,5"W); 2) Projeção estereográfica (19°26'48,84"S/41°52'29,1"W); 3) Projeção estereográfica (19°27'29,22"S/41°50'48,6"W)..... 42
- Figura 3.8: Perfil 5. 1) Fotografia do afloramento mostrando a foliação, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando Sn (19°36'19,2"S/41°59'26,9"W). 2) Fotografia mostrando a foliação, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando Sn e cristais de quartzo recristalizados em padrão sigmoidal (19°35'18,9"S/41°55'37,9"W). Bt = biotita, Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo..... 43
- Figura 3.9: Perfil 6. 1) Fotografia de afloramento do gnaiss do CJF e projeção estereográfica (19°44'39,6"S/41°59'52,1"W - 19°41'31,8"S/41°50'0,2"W). 2) Fotografia de rocha do Complexo Juiz de Fora com veios apolíticos, projeção estereográfica e fotomicrografia Sn marcado por plagioclásio e cristais de hornblenda (19°43'24,6"S/41°48'5"W). 3) Projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mineral (19°45'54,9"S/41°46'41"W). 4) Fotografia do afloramento com estruturas do tipo S-C em zona de cisalhamento e projeção estereográfica (19°42'40"S/41°48'29,1"W). 5) Fotografia de foliação em rocha do Complexo Pocrane, projeção estereográfica e fotomicrografia ressaltando a foliação marcada por biotita e estrutura núcleo-manto em cristal de plagioclásio (19°45'10,7"S/ 41°46'38,4"W). Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Pl=plagioclásio. .... 45
- Figura 3.10: Perfil 7. 1) Projeção estereográfica (19°51'23"S/41°57'6,3"W). 2) Projeção estereográfica (19°51'31,3"S/41°56'12,1"W). 3) Projeção estereográfica (19°51'38,7"S/41°54'50,2"W). 4) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento, projeção estereográfica e fotomicrografia com lineação de estiramento ressaltando a foliação marcada por piroxênios (19°48'13"S/41°46'41"W). 5) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento, projeção estereográfica com lineação de estiramento mineral e fotomicrografia ressaltando a foliação marcada por hornblenda e biotita (19°47'28,3"S/41°42'1,2"W). 6) Fotografia de rocha do CJF e projeção estereográfica (19°51'48,8"S/42°0'16,3"W). 7) Fotográfica de rocha do CP mostrando o bandamento (Sn) sendo truncado por planos de cisalhamento (Sn+1), linhas vermelhas (19°51'35,2"S/41°54'34,8"W). 8) Projeção estereográfica e fotomicrografias mostrando duas foliações Sn ,em vermelho, e Sn+1, em amarelo marcadas por biotita com ortopiroxênios subordinados indicando movimento dextral, e granada poiquilítica roctacionada também mostrando movimento dextral (19°48'24,9"S/ 41°46'59,2 W). 9) Fotografia de rocha do CP, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando foliação envolvendo cristais de quartzo recristalizados em padrão sigmoidal (19°48'40,4"S/41°44'33,8"W). Bt = biotita, Cb = carbonato, Cpx = clinopiroxênio, Fsp = feldspatos, Grt = granada, Hbl = hornblenda, Opx = ortopiroxênio, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Ttn = titanita. .... 46
- Figura 3.11: Perfil 8. 1) Projeção estereográfica (19°54'26,9"S/41°59'45,2"W). 2) Projeção estereográfica (19°56'11,1"S/41°55'22,9"W). 3) Projeção estereográfica (19°56'32,2"S/41°53'49"W). 4) Projeção estereográfica (19°58'32,7"S/41°53'7,2"W - 19°57'58,6"S/ 41°51'29,5"W). 5) Fotografia de rocha migmatítica do CP (19°59'7,3"S/41°48'12,9"W). 6) Fotografia de ortognaiss bandado do CJF e projeção estereográfica (19°55'26,8"S/41°57'54,4"W). 7) Projeção estereográfica (19°58'26,6"S/41°53'43,5"W). 8) Projeção estereográfica (19°57'51,9"S/ 41°50'27,2"W). .... 48
- Figura 3.12: Perfil 9. 1) Fotografia de rocha migmatítica do CP (20°16'54,4"S/ 41°58'26,1"W). 2) Fotografia de rocha bandada do CP e projeção estereográfica (20°19'26,2"S/41°57'41,5"W). 3)

Projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mineral (20°24'39,47"S/41°50'8,43"W).....	50
Figura 3.13: Perfil 10. 1) Fotografia de rocha bandada do CP, projeções estereográficas e fotomicrografias ressaltando uma foliação Sn e duas foliações Sn, em amarelo e Sn+1, em vermelho (20°20'2,76"S/41°40'9"W - 20°15'53,46"S/41°35'6.12"W). 2) Projeção estereográfica (20°18'28,86"S/41°44'46,8"W). 3) Fotografia de rocha rica em quartzo sacaroidal e projeção estereográfica (20°16'36,42"S/41°33'51,78"W).....	51
Figura 3.14: Mapa Geológico. ....	53
Figura 3.15: Bloco diagrama.....	54
Figura 3.16: Traço das principais zonas de cisalhamento com projeções estereográficas para principais medidas de foliação e lineação de estiramento mineral associados a indicador cinemático. ....	55
Figura 4.1: Bloco diagrama representativo da disposição das litologias da região centro-oeste da Serra do Caparaó. Detalhe para localização relativa do município de Alto Caparaó.....	57
Figura 4.2: Mapa Geológico simplificado da região do Parque Nacional do Caparaó.....	58
Figura 4.3: A) Ortognaisse do Complexo Juiz de Fora aflorando; B) Bandamento e foliação gnáissica ressaltados pelo intemperismo; C e D) Feição clássica do ortognaisse que ocorre na Serra do Caparaó. Coordenada UTM 212074/7731611. ....	60
Figura 4.4: Fotomicrografia de ortognaisse granulítico com detalhe para bordas de alteração em ortopiroxênio para clinofibólito e biotita respectivamente. Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Cam: clinofibólito; Opx: ortopiroxênio; Qz: quartzo. ....	60
Figura 4.5: Estruturas migmatíticas do Complexo Juiz de Fora: A) estromática; B) dobrada; C) flebítica; D) schlieren. Coordenadas UTM dos pontos das fotos A e c 216025/7730502, coordenadas UTM do ponto da foto B 213247/7731823 e coordenadas UTM do ponto da foto D 214911/7731325. ....	61
Figura 4.6: A) Bloco de granada-diatexito nas proximidades do Pico da Bandeira, UTM: 207970/7737484 ; B) Amostra de mão de granada-diatexito; C) Fotomicrografia com nicóis paralelos de granada-diatexito; D) Fotomicrografia com nicóis cruzados de granada-diatexito. Gr: granada; Bt: biotita, Qz: quartzo; Pl: plagioclásio.....	62
Figura 4.7: Augen feldspatos centimétricos, com diferentes cinemáticas, ressaltados na superfície dos afloramentos. A) Cinemática dextral, coordenadas UTM 217603/7732470; B) Cinemática sinistral, coordenadas UTM 222339/7731868; C) Cinemática dextral, coordenadas UTM 218763/7734638; D) Cinemática dextral, coordenadas UTM 219196/7734875. ....	63
Figura 4.8: Composição mineral do ortognaisse (A, A') e migmatito (B, B') do Complexo Pocrane. Fotomicrografias feitas com nicóis paralelos (A, B) e cruzados (A', B'). A/A') Granitoide rico em quartzo. B/B') Granodiorito. Qz: quartzo; Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Mmq: mirmequita. ....	63
Figura 4.9: Feições macro e microscópicas da sequência Carrancas, Megassequência Andrelândia: A) paragnaisse com detalhe para seu bandamento milimétrico paralelo à foliação anastomosada; B) Fotomicrografia com detalhe para bandamento milimétrico em paragnaisse; C) composição essencial de paragnaisse representado por seção de lâmina delgada; D) Detalhe em ribbons de quartzo em fotomicrografia de lâmina delgada. Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Gr: granada. ....	64
Figura 4.10: A) Granada-moscovita-quartzo xisto aflorando em talude natural, coordenadas UTM: 200250/7738549; B) Amostra de mão de xisto; C) Xistosidade marcada pela intercalação de domínios	

quartzosos e micáceos; D) Cristais de granada envolvidos e rotacionados pela foliação. Qz: quartzo; Ms: moscovita; Gr: granada.....	65
Figura 4.11: A e B) exemplos de afloramentos de sericita quartzito. Coordenadas UTM 216650/7735157.....	66
Figura 4.12: Granitoide da Suíte Galileia, com capa de intemperismo preta, textura rugosa e fenocristais euédricos de feldspato potássico. A) Lajedo de granitoide, coordenadas UTM 222426/7731212; B) Detalhe do granitoide, coordenadas UTM 221689/7730880; C) Granitoide mostrando variação litológica, coordenadas UTM 222087/ 7733920.....	67
Figura 4.13: Composição mineral representativa do granitoide da Suíte Galileia. À esquerda com nicóis paralelos, à direita, cruzados. Qz: quartzo; Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Mc: microclina; Ep: epidoto.....	68
Figura 4.14: A) Estrutura migmatíticas dobrada nas bordas do corpo, coordenadas UTM: 200209/7734093; B) Fotomicrografia de lâmina delgada ilustrativa da composição dos granitoides. Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio.....	68
Figura 4.15: Mapa de traços e domínios e estruturais para região do Parque Nacional do Caparaó.	69
Figura 4.16: Diagrama de densidade para medidas de foliações do Domínio Estrutural Oeste representadas por pontos polares. N=70. Isolinhas com intervalos de 15%.....	70
Figura 4.17: Feições estruturais do Domínio Oeste: A) Dobra intrafolial em granada-biotita gnaisse da Megassequencia Andrelândia, coordenadas UTM 200958/7732459; B) Porfiroclastos de k-feldspato estirados segundo Sn, coordenadas UTM 199371/7735074; C) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada rotacionada e contornada pela foliação Sn mostrando cinemática dextral; D) imagem ilustrativa do movimento de rotação da granada; E) Fotomicrografia mostrando trilha de inclusões e indicando rotação horária do porfiroblasto de granada.; F) Porfiroclasto de K-feldspato estirado em meio à foliação milonítica, UTM 200958/7732459; G e H) Fotomicrografia e imagem ilustrativa de granada-biotita gnaisse, detalhe para trilha de inclusões em granada marcando foliação pretérita rotacionada.....	71
Figura 4.18: A) Fotomicrografia mostrando ortopiroxênio com clivagem defletida em ortogranulito do Complexo Juiz e Fora; B) Projeção estereográfica dos pontos polares das foliações do Domínio Central, com curvas de densidade de pontos. 1) Traço Axial. 2) Eixo C. 3) Eixo de dobra. N=63. Isolinhas com intervalos de 15%. Opx: ortopiroxênio; Qz: quartzo; Cam: clinofibólio.....	72
Figura 4.19: Feições estruturais do Domínio Central. A e B, C e D) dobra no gnaisse migmatítico do Complexo Juiz de Fora com projeção estereográfica; E) encrave sigmoidal com indicativo de movimento; F) lineação de estiramento mineral no gnaisse granulítico.....	73
Figura 4.20: A e B) Padrão de interferência de dobras Tipo II de Ramsay na região do Domínio Central, coordenadas UTM 7727189/207164; C) Diagrama de padrões de interferência de dobras; D) Dobra isoclinal redobrada, com destaque para os planos axiais Sn em verde e Sn+1 em vermelho, coordenadas UTM 216025/ 7730502, projeção estereográfica contendo as estruturas medidas e calculadas à direita, com zona de cisalhamento, eixos de dobra e planos axiais das duas fases de deformação representados. Observa-se que os eixos de dobra Sn (em verde) e Sn+1 (em amarelo) são bastante próximos, o que caracteriza redobramentos do tipo III de Ramsay.....	74
Figura 4.21: A) Deflexão da foliação em Zona de Cisalhamento do Domínio Central, coordenadas UTM 206481/7734314; B) Fotomicrografia do granada-K-feldspato-quartzo diatexito mostrando moscovita pisciformes indicando sentido de movimento dextral. Qz: quartzo; Bt: biotita. ....	75
Figura 4.22: Compartimentação tectônica das rochas do Complexo Juiz de Fora e organização dos litotipos em profundidade e em planta.....	76
Figura 4.23: Bloco Diagrama esquemático representativo do Domínio Estrutural Leste. ....	76

Figura 4.24: Mapa ilustrando a posição dos tipos diferentes de zonas de cisalhamento pertencentes aos padrões classificados como 1, 2, 3 e 4. Estão indicadas as zonas de localização certa, aproximada e inferida, bem como a cinemática de algumas delas. ....	77
Figura 4.25: Projeções estereográficas demonstrando a semelhança entre a foliação do Domínio Leste (à esquerda, n = 99) e a atitude das zonas de cisalhamento dos padrões 1 e 2 (à direita, n = 30). ....	78
Figura 4.26: Indicadores cinemáticos em zona de cisalhamento dextral no Complexo Pocrane. A) Porfiroclasto com rotação antitética e movimento dextral, escala para E-SE. A1-A4) Estágios de evolução do porfiroclasto visto em A. B) Sigmoides quartzosos gerados de fragmentos de veios boudinados, escala para E-SE, coordenadas UTM 217576/7732358.....	78
Figura 4.27: Estruturas cinemáticas nas zonas de cisalhamento. A) intercalação entre bandas miloníticas (ressaltadas) e protomiloníticas no Complexo Juiz de Fora; B) Visada para SW; porfiroclastos de feldspato com rotação sintética ao movimento dextral; C) Lineação de estiramento mineral marcada por ribbons de quartzo proeminentes. D) Fragmentos de veios de quartzo boudinados e estirados em zona de cisalhamento no Complexo Pocrane. E) Fragmentos de veios de quartzo, dobrados e posteriormente estirados e boudinados, efeito de deformação progressiva na zona de cisalhamento. Coordenadas UTM A, B e C 216762/7732740. Estação 174, coordenadas UTM D e E 222426/7731212 .....	79
Figura 4.28: Zonas de cisalhamento padrões 3 e 4 no Complexo Juiz de Fora. A) ZC sinistral, rúptil-dúctil; B) ZC dextral, rúptil. C) ZC dextral rúptil-dúctil deformando plasticamente a foliação pré-existente. D) Bandas formadas por porfiroclastos do tipo $\phi$ e suas caudas de recristalização, topo da escala para S. E) Cruzamento de zonas dextral e sinistral, com bolsão migmatítico. Coordenadas UTM 215819/7734115.....	80
Figura 4.29: Perfis A e B das porções oeste e central da Serra do Caparaó. ....	81
Figura 4.30: Perfis C e D das porções central e leste da Serra do Caparaó. ....	82
Figura 4.31: Modelo representativo dos estágios de evolução de crosta e sua compartimentação em fácies metamórfica. ....	83
Figura 4.32: Bloco diagrama representativo do movimento no sentido horário do bloco central (B2) nos domínios das rochas características do Complexo Juiz de Fora.....	84
Figura 5.1: Área de estudo (polígono amarelo) com as principais estruturas (em vermelho) e as estruturas secundárias (em branco).....	85

## **1. INTRODUÇÃO**

Este trabalho foi realizado com o intuito de contribuir para uma melhor compreensão sobre a estruturação tectônica dos complexos paleoproterozóicos que constituem o embasamento do Orógeno Araçuaí em sua porção meridional, mais precisamente entre a região da Serra do Caparaó (divisa entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo) e o Município de Governador Valadares – MG.

Para tanto foram realizadas uma série de perfis e o mapeamento de semi-detalle de áreas chave, escolhidas pela possível existência de contato entre as unidades enfocadas no capítulo 3 deste trabalho, após revisão bibliográfica, ou pelas suas singularidades tectônicas e geomorfológicas (Serra do Caparaó), na tentativa de identificar melhor as relações tectônicas entre estas unidades, focando no aspecto litoestrutural e metamórfico de rochas do embasamento da Faixa Araçuaí.

Parte dos trabalhos de campo e despesas laboratoriais foram custeados pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia do IGC/UFMG e pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTC-UFMG. A bolsa de mestrado do autor foi concedida pela FAPEMIG.

### **1.1 - Objetivos**

Margarida visando verificar as relações litoestruturais entre os complexos do embasamento que ocorrem Grandes lineamentos estruturais dessa região, associados a zonas de cisalhamento regionais, foram muito bem estudados, porém os estudos focam, em sua maioria, o interior dessas zonas. A complexidade geológica da região, causada pela sua evolução geotectônica, dificulta uma melhor compreensão das relações de contato entre as unidades do embasamento do orógeno. Esta dissertação de mestrado tem como objetivo principal a realização de estudos estruturais e petrográficos de semi-detalle a oeste da Zona de Cisalhamento de Manhauçu-Santa no setor meridional do domínio tectônico interno do Orógeno Araçuaí, *i.e.*, Complexo Juiz de Fora, Complexo Mantiqueira e Complexo Pocrane; assim como sua relação com as unidades mais novas adjacentes.

### **1.2 - Localização e Vias de Acesso**

A área de estudo está localizada entre os municípios de Governador Valadares e Manhauçu (MG) e Iúna (ES), englobando áreas das cartas geológicas Governador Valadares (Féboli, 2000), Itanhomi (Féboli & Paes, 2000), Dom Cavati (Ribeiro, 2000), Ipanema (Tuller, 2000) e Manhumirim (Novo *et al.*, 2012), de escala 1:100.000, sendo que, na Folha Manhumirim o foco se deu nas folhas Santana de Manhauçu, Manhumirim e Iúna, de escala 1:50.000 (IBGE, 1979; Figura 1.1)

O acesso para a região, a partir de Belo Horizonte, se dá pela BR-262 em direção a Vitória (ES). A BR-116 é a melhor opção para o deslocamento N-S, e estradas secundárias permitem o deslocamento dentro da área (Figura 1.2).

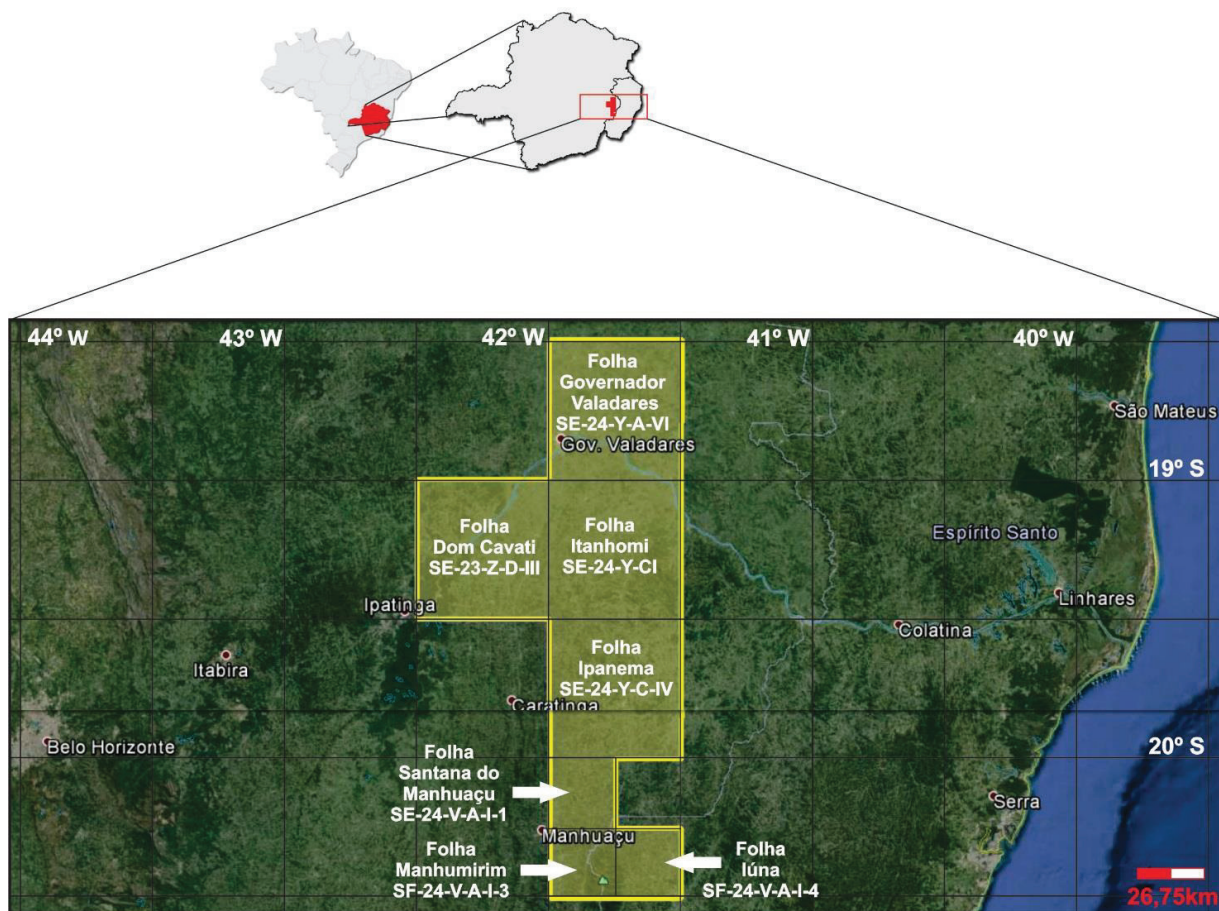


Figura 1.1: Imagem de satélite com a localização da área de estudo destacada na cor amarela

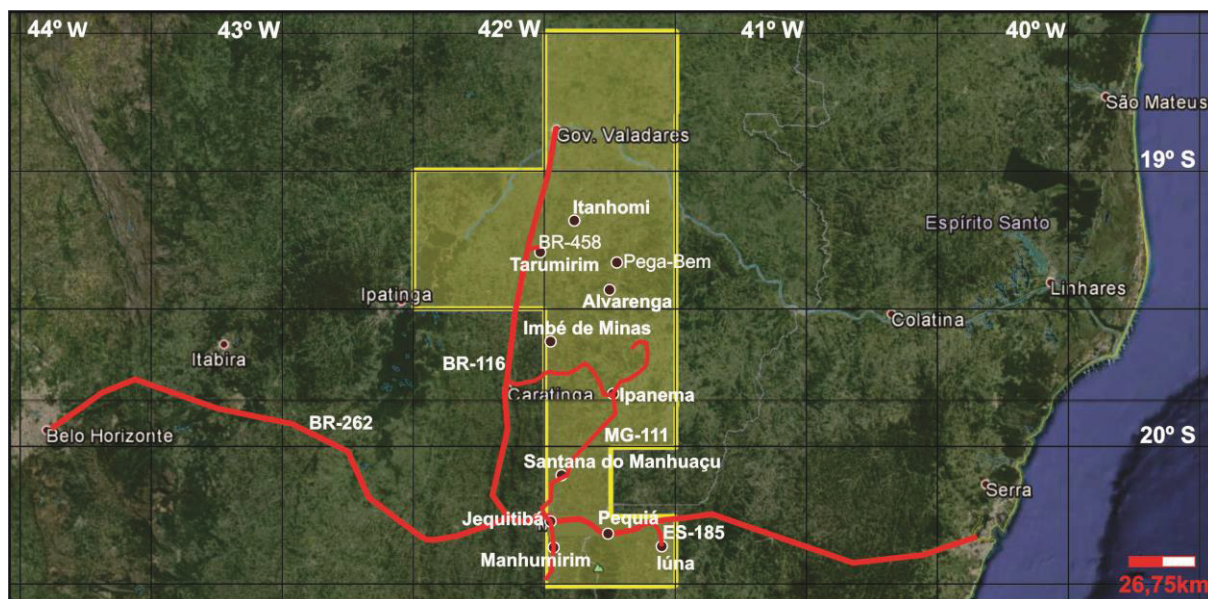


Figura 1.2: Principais acessos e Municípios da área de estudo.

### 1.3 - Metodologia

O desenvolvimento do projeto de mestrado foi sistematizado em etapas de compilação bibliográfica, trabalhos de campo, confecção e análise de lâminas petrográficas, tratamento e interpretação de dados, e elaboração da dissertação e de artigo.

#### 1.3.1 - TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo incluíram a realização de mapeamento de áreas chave e perfis geológicos de detalhe e coleta sistemática de material para análise petrográfica. Foram efetuadas diversas campanhas ao longo do período de desenvolvimento da dissertação, totalizando aproximadamente 40 dias de trabalho de campo.

Os materiais utilizados como apoio para as etapas de campo foram:

- Análise de bibliografia (projetos de pesquisa, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado), artigos publicados em periódicos e mapas geológicos que enfocam a região (vide citações no decorrer da dissertação);

- Folhas topográficas *Espera Feliz* (IBGE 1979, SF-24-V-A-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Ipanema* (IBGE 1979, SE-24-Y-C-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Itanhomi* (IBGE 1979, SF-24-Y-C-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Manhuaçu* (IBGE 1979, SF-23-X-B-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Manhumirim* (IBGE 1979, SF-24-X-A-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Governador Valadares* (IBGE 1979, SE-24-Y-A-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Dom Cavati* (IBGE 1979, SE-23-Z-D-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), além das folhas *Santana do Manhuaçu* (IBGE 1979, SE-24-V-A-I-1, Carta do Brasil, escala 1:50.000), *Manhumirim* (IBGE 1979, SE-24-V-A-I-3, Carta do Brasil, escala 1:50.000), *Iúna* (IBGE 1979, SE-24-V-A-I-4, Carta do Brasil, escala 1:50.000).

#### 1.3.2 - MAPEAMENTO E PERFIS GEOLÓGICOS

Foram realizados perfis litoestruturais na região de Iúna (ES) a Governador Valadares (MG), visando estabelecer as relações de contato entre os complexos de embasamento do Orógeno Araçuaí assim como sua relação com as unidades adjacentes. Foram descritas cerca de 600 (seiscentas) estações de campo e obtidos dados litológicos, estratigráficos e estruturais, por meio de descrições detalhadas de campo, registros fotográficos e/ou desenhos esquemáticos, e coleta de amostras georeferenciadas. Importante ressaltar que este trabalho envolveu estudantes em trabalho geológico de graduação (vide referência no item 1.4).

#### 1.3.4 - COLETA DE AMOSTRAS

Com base nas informações de campo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras para análises petrográficas. As amostras foram coletadas em exposições rochosas livres de alteração intempérica, sempre priorizando amostras orientadas.

#### 1.3.5 - TRABALHOS DE LABORATÓRIO - PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

Foram realizados estudos petrográficos em cerca de 30 lâminas delgadas, em microscópio ZEISS (Axioskop 40), visando a caracterização detalhada dos diferentes litotipos em termos de feições texturais e paragêneses minerais. As siglas adotadas para nomenclatura dos minerais em fotomicrografias encontram-se na legenda das mesmas. Todas as lâminas foram feitas a partir de amostras orientadas respeitando os eixos ternário X, Y e Z.

### 1.4 - Trabalhos Publicados e Atividades Realizadas

Esta dissertação de mestrado contou com o apoio de publicações de resumos em congressos, um artigo submetido ao periódico “*Geociências*” da USP (qualificação B2 no índice QUALIS CAPES), apresentado aqui como Capítulo 3 e co-orientação e participação em bancas avaliadoras de trabalhos geológicos de graduação, em áreas enfocadas neste trabalho:

- Silva P.Z.O., Novo T., Boa T., Delluca C., Pedrosa-Soares A.C. Caracterização Litoestrutural do Embasamento do Orógeno Araçuaí entre os municípios de Iúna (ES) e Governador Valadares (MG). *Submetido à Geociências*.
- Silva P.Z.O., Novo T.A. 2014. Caracterização Litoestrutural do Embasamento do Orógeno Araçuaí da Região de Manhuaçu e Ipanema (MG). 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador;
- Co-orientação no trabalho geológico de graduação de Moura D.C., Fonte Boa M.R. *Mapeamento Geológico da Região de Santana do Manhuaçu, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 76 p.
- Co-orientação no trabalho geológico de graduação de Laranjeira J.O., Machado R.D.M. *Mapeamento Geológico da Porção Noroeste da Serra do Caparaó e suas adjacências*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 67p.
- Co-orientação no trabalho geológico de graduação de Barroso P.D., Figueiredo V.D. Machado R.D.M. *Mapeamento Geológico da Porção Centro-Oeste do Parque*

*Nacional da Serra do Caparaó e Circunvizinhança*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 113 p.

- Co-orientação e participação em banca avaliadora do trabalho geológico de graduação de Hoerlle F.O., Silveira J.C. *Mapeamento Geológico do Sudeste da Serra do Caparaó e Região de Santa Marta*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 118 p.
- Participação de banca avaliadora do trabalho geológico de graduação de Rosa E.S., Amaral L.S.S. *Mapeamento Geológico em escala 1:25.000 da Porção Sul da Serra do Caparaó – MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 88 p.
- Participação do XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Vitória, 2015.

### **1.5 - Estruturação da Dissertação**

A dissertação está estruturada em seis capítulos que focam a evolução geológica da área com foco à estrutural regional a local. Os capítulos estão descritos resumidamente a seguir.

- Capítulo 1: introduz o leitor a área estudada e apresenta uma visão geral do problema abordado, os principais objetivos da dissertação e o roteiro de metodologias utilizadas.
- Capítulo 2: apresenta uma compilação de trabalhos que abordam o arcabouço geotectônico da Faixa Araçuaí, focando nos complexos de embasamento, alvo principal da presente dissertação.
- Capítulo 3: apresenta discussão de dados petrográficos e aspectos de campo das unidades focadas na presente dissertação (Complexos Pocrane, Juiz de Fora e Mantiqueira). São apresentadas uma série de perfis que serviram de base para a confecção do artigo intitulado “*Caracterização Litoestrutural do Embasamento do Orógeno Araçuaí entre os municípios de Iúna (ES) e Governador Valadares (MG)*”, no qual o mestrando é autor principal (vide referência no item 1.4).
- Capítulo 4: apresenta uma síntese sobre os trabalhos realizados em conjunto com alunos de graduação na região do Parque Nacional do Caparaó e faz uma ligação com os dados obtidos e apresentados no capítulo 3.
- Capítulo 5: expõe a conclusão do trabalho, discute os resultados obtidos neste projeto de mestrado correlacionando com os objetivos propostos no item 1.1.
- Capítulo 6: lista das referências bibliográficas consultadas. Este item inclui todas as referências citadas no corpo do texto, bem como aquelas citadas no artigo apresentado.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Neste capítulo apresenta-se uma compilação de trabalhos anteriores que abordam a geologia da região focalizada na presente dissertação de mestrado, ou seja, setor meridional do Orógeno Araçuai entre os paralelos 18°30' e 20°30' S (Figuras 2.1 e 2.2).

Limitado por uma reentrância entre os Crátons São Francisco (CSF) e Congo o Orógeno Araçuai caracteriza um orógeno colisional que sucedeu um processo acrescionário de margem continental ativa que ocorreu durante o Evento Brasileiro (Neoproterozoico-Cambiano). No Brasil ele se estende das bordas do Cráton São Francisco à oeste até a margem continental, e entre os paralelos 15° e 21°S. Devido a abertura do Atlântico Sul, a contraparte brasileira herdou dois terços de todo o conjunto orogênico, preservando unidades da fase de rifte continental, lascas ofiolíticas e zonas de sutura e toda a granitogênese pré à pós colisionais e suas bacias relacionadas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007; Figuras 2.1 e 2.2).

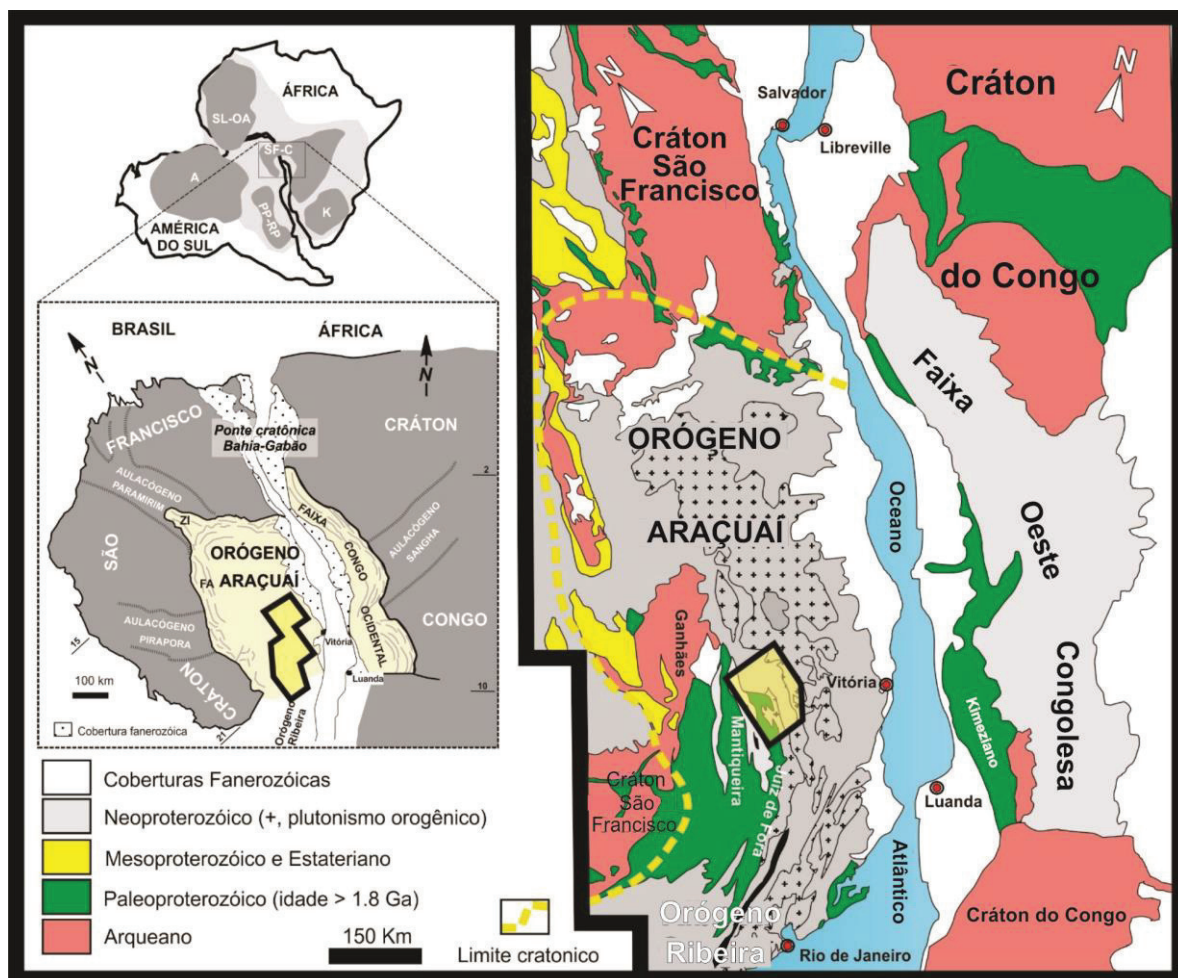


Figura 2.1: Situação geotectônica dos orógeno Araçuai e Ribeira e da Faixa Congo Ocidental em relação aos crátons do São Francisco e Congo, no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Pedrosa-Soares *et al.*, 2007), e destaque com as principais unidades do embasamento (modificado de Noce *et al.*, 2007a). Polígono amarelo destacando área de estudo.

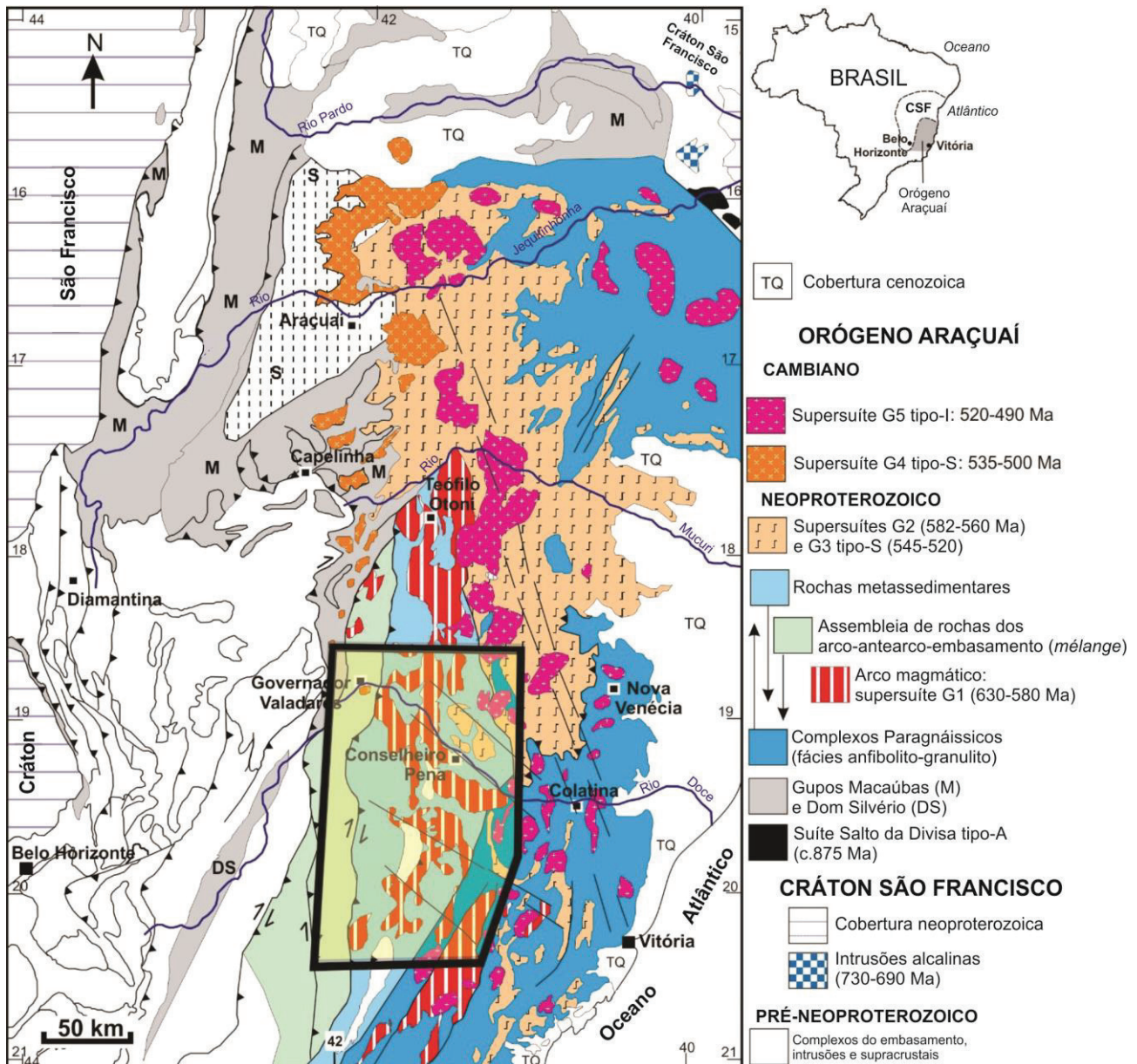


Figura 2.2: Mapa simplificado do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). Polígono preto destacando área de estudo.

## 2.1 - Unidades Litológicas

A região engloba uma série de complexos de embasamento arqueano/paleoproterozóicos que serão tratados com mais detalhe por se tratar do foco da dissertação. Além dos complexos supracitados, será abordado aqui de maneira mais superficial unidades neoproterozóicas, que incluem coberturas metassedimentares e o plutonismo Brasileiro, que ocorrem em abundância na região (Figura 2.3).

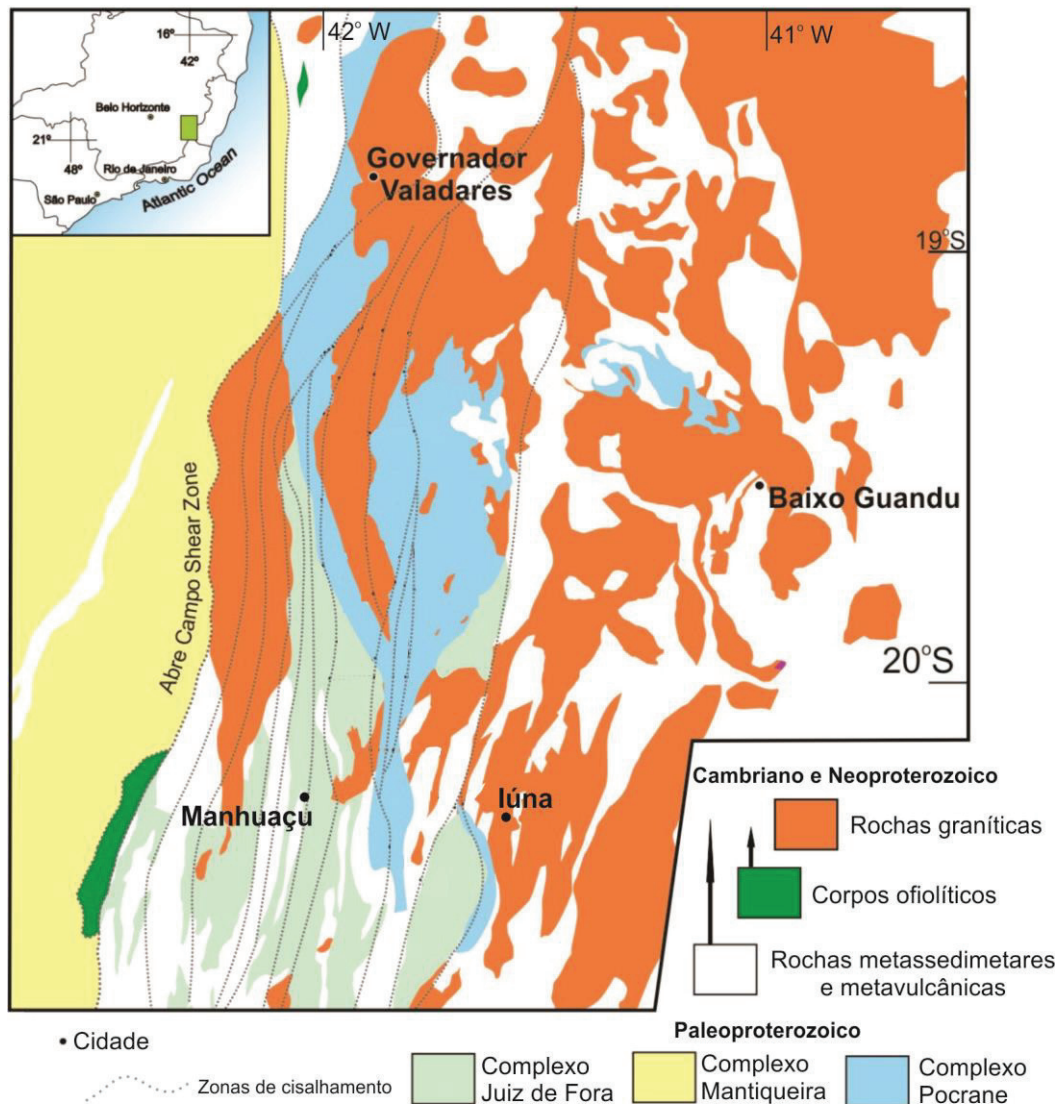


Figura 2.3: Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da região abordada pela dissertação de mestrado (compilação das cartas geológicas elaboradas por Féboli, 2000; Féboli & Paes, 2000; Ribeiro, 2000; Tuller, 2000; Novo *et al.*, 2012).

### 2.1.1 - EMBASAMENTO

O embasamento do Orógeno Araçuá evoluiu em resposta à convergência de blocos arqueanos e paleoproterozóicos, do Riáciano ao Orosiriano. Manifestações pré-colisionais (*e.g.*, formação de arcos magmáticos) ocorreram no Riáciano, entre 2,2 e 2,05 Ga, e os últimos processos orogênicos tiveram lugar no início do Orosiriano, entre 2,05 e 2,0 Ga (*e.g.*, Noce *et al.*, 2007b; Heilbron *et al.*, 2010; Novo, 2013). Neste evento ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco–Congo que, provavelmente, fazia parte de um extenso continente paleoproterozóico, o Paleocontinente Atlântica (Rogers & Santosh, 2004). As contrapartes São Francisco e Congo foram amalgamadas por um sistema orogênico que, no Brasil, inclui os segmentos Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2004), Mineiro (Teixeira *et al.*, 2000) e Mantiqueira–Juiz de Fora (Noce *et al.* 2007b;

Heilbron *et al.*, 2010), e, na África, os segmentos Eburneano e Kimeziano (Ledru *et al.* 1994; Vicat & Pouclet, 2000; Tack *et al.*, 2001; Lerouge *et al.*, 2006).

Seis complexos ortognáissicos compõem o embasamento arqueano-paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí: Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane (Noce *et al.*, 2007b; Novo, 2013).

#### *Complexo Guanhães*

Esta unidade é representada por gnaisses-migmatíticos TTG com idades entre 2867 e 2711 Ma, corpos graníticos com idades próximas a 2710 Ma, sequencias metavulcano-sedimentares e metassedimentares com formações ferríferas bandadas (correlacionáveis às do Supergrupo Minas, 2,5 a 2,2 Ga; Noce *et al.*, 2007b).

#### *Complexo Gouveia*

O Complexo Gouveia aflora no núcleo de estrutura antiformal do Supergrupo Espinhaço, expondo rochas gnáissico-migmatíticas, e granitos datando de ca. 2839 Ma e uma sequência greenstone belt com aproximadamente 2971 Ma (Noce *et al.*, 2007b).

#### *Complexo Porteirinha*

O Complexo Porteirinha se encontra na parte setentrional do orógeno, composto por gnaisses-migmatíticos de composição granodiorítica, ocorrem intercalações de anfíbolitos e de rochas metaultramáficas paralelos ao bandamento gnáissico. Plútons de composição granodiorítica, granítica e sienítica também estão presentes, assim como uma sequência metavulcano-sedimentar (Noce *et al.*, 2007b).

#### *Complexo Mantiqueira (CM)*

O litotipo dominante é um biotita-anfíbólio ortognaisse bandado, com porções migmatíticas, de composição tonalítica a granítica, com lentes, boudins e camadas concordantes de anfíbolito. O bandamento dessa unidade parece ser resultado de migmatização associados com a intensa deformação experimentada por estas rochas durante o Evento Brasileiro, transpondo estruturas pretéritas, ainda que essas estejam localmente preservadas. O bandamento possui baixos ângulos de mergulho e direção preferencial N-S/NNE-SSW (Duarte *et al.*, 2004; Noce *et al.*, 2007b).

Dados de análises isotópicas sugerem que os protólitos foram gerados por fusão parcial de material crustal arqueano, assentado em ambiente geotectônico de arco magmático continental.

Idades obtidas por U-Pb SHRIMP indicam idades de cristalização entre 2180 e 2041 Ma (Duarte *et al.*, 2004; Noce *et al.*, 2007b).

### *Complexo Juiz de Fora (CJF)*

Inicialmente estudado por Ebert (1955, 1957) e Rosier (1957), o termo Complexo Juiz de Fora (CJF) refere-se a uma faixa extensa de rochas granulíticas, com direção NE-SW, encontradas no limite entre os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais (Tuller, 2000; Noce *et al.*, 2007b; Novo, 2013).

O CJF é composto, majoritariamente, por ortognaisses enderbíticos, com paragênese de fácies granulito. Em geral, essas rochas possuem coloração esverdeada, granulação média e bandamento centimétrico com intercalações máficas, sendo compostas de plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio, tendo biotita e hornblenda como minerais retrometamórficos. Subordinadamente, ocorrem gnaisses charnockíticos, apresentando-se em formas de bandas ou injeções. Ocorrem, também, bandas, lentes ou boudins de granulitos básicos. Localmente, podem apresentar-se migmatizados (Duarte *et al.*, 2003; Tuller, 2000; Noce *et al.* 2007b, b; Heilbron *et al.*, 2010; Novo, 2013). Um ortopiroxênio-hornblenda gnaisse, de granulação fina a média, bandamento milimétrico a centimétrico, de coloração esverdeada, forma o litotipo predominante para este complexo (Novo, 2013).

Esses gnaisses possuem características de suítes cálcio-alcálicas de afinidade juvenil. Dados U-Pb mostram idades entre 2134 e 2084 Ma, o que corrobora a hipótese de que essas rochas tenham sofrido metamorfismo de alto grau pouco após sua cristalização, durante o Paleoproterozóico. Essa paragênese é anterior à geração da foliação regional, ocorrida durante a Orogenia Brasileira (Noce *et al.*, 2007b).

### Suíte Caparaó

Ortognaisses granulíticos, de composição enderbítica, charnockítica, quartzo-diorítica, diorítica e gabróica formam uma grande estrutura antiformal, localizada na Serra do Caparaó. Essa estrutura é definida pelo termo Suíte Caparaó. Esse conjunto rochoso e suas feições geomorfológicas seguem uma orientação NNE-NE, do bandamento gnáissico (Novo *et al.*, 2011, 2012)

Gnaisses ortoderivados bandados, de composição diorítica a granítica, com granulação fina a média, formam o litotipo predominante dessa unidade. Paralelamente ao bandamento, ocorrem encraves anfíbolíticos e, no núcleo da estrutura antiformal, há um acentuado grau de fusão parcial, materializado em migmatitos (Novo, 2013).

Noce *et al.* (2007b) chamam a atenção para duas interpretações distintas sobre a gênese desta unidade: a primeira seria a de um protólito supracrustal, enquanto a outra considera que ela faça parte do CJF. Idades de cristalização de 2.195 e + 15 Ma e as características dos zircões reforçam a origem ígnea dessa Suíte (Noce *et al.*, 2007b).

### *Complexo Pocrane (CP)*

Numa tentativa de diferenciar dois conjuntos de rochas gnáissico migmatíticas, Silva *et al.* (1987) denominou de Complexo Pocrane (CP) uma dessas unidades na Folha Rio Doce (1:1.000.000) e de Gnaiss Piedade, pertencente ao Complexo Mantiqueira (Tuller, 2000; Féboli & Paes, 2000; Novo, 2013).

Tuller (2000) considera que o litotipo dominante seja “um biotita e/ou hornblenda gnaiss tonalítico a granodiorítico, foliado e bandado, localmente migmatítico, com ou sem granada, e com abundantes lentes de anfibolitos, rochas calcissilicáticas, xistos aluminosos, paragnaisses, quartzitos impuros e rochas metaultramáficas”. Féboli & Paes (2000) sugerem que o CP seja formado também por ortognaisses tonalíticos a graníticos, e incluem mármores e paraconglomerados às intercalações metassedimentares e, ainda, individualizam uma unidade metavulcano-sedimentar.

Novo (2013) considera o litotipo típico desse Complexo como sendo um hornblenda-biotita ortognaiss, laminado a bandado, de granulação muito fina a fina, com porfiroclastos de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos. Este autor aponta, ainda, golfos de corrosão em plagioclásios e quartzo.

Idades de cristalização no intervalo de 2,19 a 2,08 Ga, sincrônicas às idades do CJF, uma litoquímica muito semelhante e a proximidade geográfica entre esses dois Complexos, sugerem que o CP e CJF façam parte de um mesmo sistema de arco magmático, com o CJF relativo à raiz, e o CP representando uma porção mais rasa do arco (Novo, 2013).

### *2.1.2 - UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS*

Quanto às unidades Neoproterozóicas que ocorrem na região, optou-se por apresentar somente as unidades que ocorrem em contato ou próximo aos complexos de embasamento estudados, *i.e.*, a Megassequência Andrelândia e o plutonismo Brasileiro.

A denominação Grupo Andrelândia foi aplicada na região de interesse desta tese como um resultado da cartografia geológica do Projeto Sul de Minas, por correlação com pacotes metassedimentares que ocorrem nas faixas Ribeira e Brasília (Heilbron *et al.*, 2003, 2004).

Inicialmente, o Grupo Andrelândia (Ebert, 1956) foi caracterizado na região balizada pelas cidades de Carandaí, São João del Rei e Lavras. Neste domínio texturas e estruturas primárias estão parcialmente preservadas, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias (Paciullo, 2000). À medida que se afasta do Cráton do São Francisco, rumo a leste e sul, as rochas atribuídas ao Grupo Andrelândia tornam-se mais metamórficas e atingem a fácies granulito (Heilbron *et al.* 2003).

Na região de interesse desta dissertação, o litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é um paragnaisse bandado, migmatítico, que pode apresentar intercalações de rocha calcissilicática, quartzito, anfíbolito e metachert (Fig. 2.3). O paragnaisse tende a ser mais quartzoso e a conter menor quantidade de intercalações de rochas calcissilicáticas na parte oeste desta região. Rumo a leste e sul, o paragnaisse tende a ser mais rico em silicatos aluminosos e em intercalações de rochas calcissilicáticas. No conjunto, o paragnaisse representa protólitos areno-argilosos com proporções variadas entre as frações argila e areia quartzosa. O metamorfismo registrado pelo paragnaisse Andrelândia varia desde a fácies anfíbolito médio na zona da anatexia (quartzo + feldspatos + biotita + granada + sillimanita + fusão granítica), na parte oeste da região, até a fácies granulito, na porção leste, com aparecimento da hercynita, tendência à eliminação de biotita e aumento significativo de granada e sillimanita. Com o avanço do processo de migmatização, o paragnaisse dá origem a corpos graníticos tipo-S mapeáveis na escala 1:100.000 (Heilbron *et al.* 2003; Noce *et al.*, 2003, 2006, Tupinambá *et al.*, 2003, Horn *et al.*, 2006, Novo *et al.*, 2010, 2012, Gradim *et al.*, 2012, Queiroga *et al.*, 2012). Ocorrências de quartzito dentro do Grupo Andrelândia definem zonas de alternância entre paragnaisse e quartzito. O quartzito está sempre em contato, e intercalado, com leitos de gnaisses contendo granada. Observam-se camadas individuais de quartzito, que podem atingir espessuras de dezenas de metros, e zonas de alternância quartzito/paragnaisse de aspecto rítmico, onde as camadas de quartzito têm espessura centimétrica a métrica. Entretanto, há intercalações quartzíticas no paragnaisse que mostram fortes evidências de serem hidrotermalitos originados em zonas de cisalhamento dúctil (Gradim *et al.*, 2012, Queiroga *et al.*, 2012).

Há cinco gerações de magmas graníticos distintas, associadas à Orogenia Brasileira (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007):

- Suíte G1 é uma suíte cálcio-alcálica estendida, constituída por tonalitos e granodioritos, formando batólitos e stocks, que apresentam uma foliação regional. Esta Suíte é associada ao estágio pré-colisional e representa arco magmático de margem continental ativa, edificado entre ca. 630 e 585 Ma;
- Suíte G2, constituída de granitos peraluminosos, tendo granitos tipo S a duas micas e granodioritos granadíferos e foliação regional preservada, sendo associada ao estágio sin-orogênico;
- Suíte G3, formada por leucogranitos com granda e/ou cordierita, pobres em micas e sem foliação regional, associada também ao estágio sin-orogênico como resultado de anatexia dos granitóides G2. Idades U-Pb indicam cristalização magmática no intervalo 545-520 Ma;
- Suíte G4, composta por granitos do tipo S a duas micas, com cúpulas de pegmatitos, associado ao estágio pós colisional, entre 535 e 500 Ma;
- Suíte G5 representa o plutonismo tipo I e A2, cálcio-alcálico rico em potássio e ferro, predominantemente granítica ou charnockítica, com termos enderbíticos e noríticos subordinados, que apresentam diversas evidências de misturas de magmas e fluxo ígneo geralmente bem marcado. Originada entre 520 e 490 Ma, é associada ao estágio pós-colisional.

## **2.2 Evolução Tectônica**

Dois grandes processos orogênicos moldaram as rochas que formam o embasamento do Orógeno Araçuai. O primeiro deles ocorreu entre os períodos Riaciano e Orosiriano (2.2-2.0 Ga; Figura 2.4). O segundo ocorreu durante o Brasileiro.

A orogenia Riaciana-Orosiriana gerou o amalgamento de blocos crustais arqueanos e paleoproterozoicos, levando à consolidação do paleocontinente São Francisco – Congo e formação do embasamento do Orógeno Araçuai. Esses blocos formaram o cinturão orogênico denominado Itabuna – Salvador – Curaçá, no Brasil, e Eburneano na África, definindo uma ponte cratônica denominada Bahia-Gabão, poupada de eventos colisionais posteriores, permanecendo intacta até o Mesoproterozoico (Noce *et al.*, 2007b).

As unidades desse embasamento são representadas pelos complexos ortognaissicos arqueanos e paleoproterozoicos, descritos no item anterior, sofreram intenso retrabalhamento durante a edificação da orogenia Brasiliana-Pan-Africana.

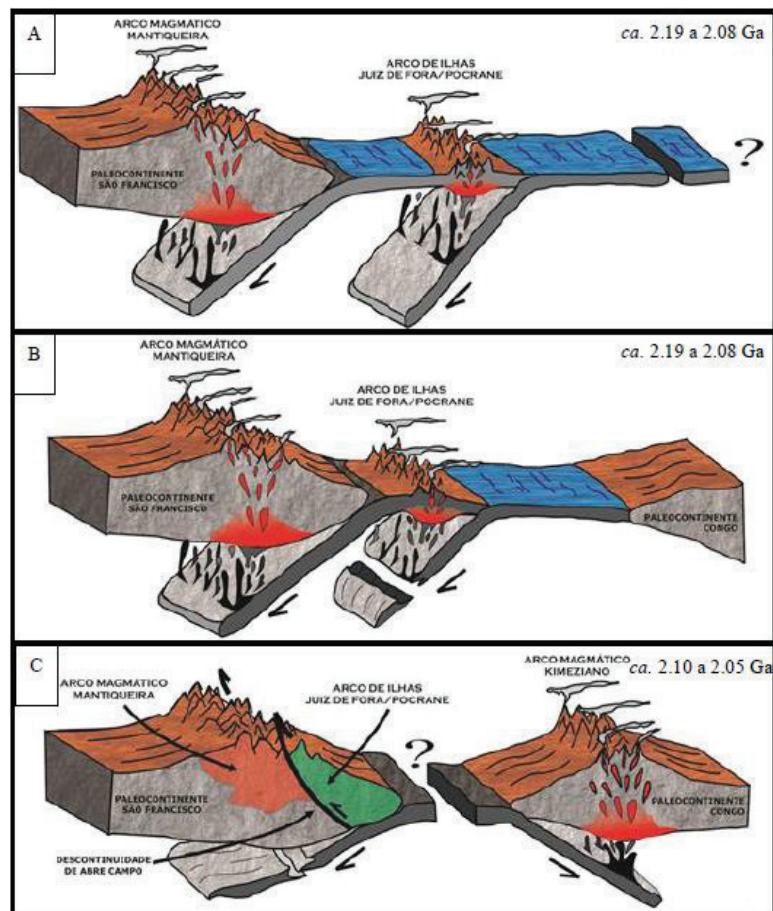


Figura 2.4: Modelo evolutivo esquemático regional para a Orogenia Riacciana-Orosiriana. A e B, desenvolvimento do arco de ilhas juvenil Pocrane–Juiz de Fora e do arco magmático de margem continental Mantiqueira; C, colisão do arco Pocrane–Juiz de Fora com a margem do paleocontinente São Francisco e magmatismo orogênico do Arco Magmático Kimeziano às margens do Paleocontinente Congo (Novo, 2013).

Segundo Alkmim *et al.* (2007), a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental pode ser explicada por um modelo de cinco grandes estágios: 1) a bacia precursora Macaúbas; 2) convergência inicial; 3) colisional; 4) escape lateral da porção sul; e 5) colapso gravitacional (Figura 2.5).

A Bacia precursora Macaúbas teria evoluído durante um evento distensivo toniano, gerando um golfo, com formação de assoalho oceânico, e progredindo até um estágio com duas margens passivas, conectadas pela ponte Bahia-Gabão. O Grupo Macaúbas iniciou sua sedimentação em  $900 \pm 21$  Ma e tem preservado o registro de toda a sedimentação da evolução desta bacia, que teria durado ca. 220 Ma, demonstrando a sua longevidade. A quantidade de litosfera oceânica gerada durante o seu desenvolvimento teria sido significativa, haja visto que a sua subducção teve grande contribuição na geração de magmas para o arco. A fase rifte é marcada pela sedimentação continental

e por magmatismo básico e ácido, com idades de cristalização compreendidas entre ca.914-875 Ma na Faixa Araçuaí (Alkmim *et al.*, 2007).

Uma colisão entre a Placa Paraná ou Rio de La Plata com a península do São Francisco, em torno de 630 Ma, teria forçado uma rotação desta última no sentido anti-horário e a subducção para oeste do assoalho oceânico da Bacia Macaúbas, segundo um modelo da “Tectônica Quebra-Nozes” (Alkmim *et al.*, 2006). Como resposta houve a edificação do arco magmático pré-colisional, com geração dos granitóides da Suíte G1 e bacias sedimentares associadas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007)

O consumo da litosfera oceânica, entre 582 e 560 Ma, culminou na convergência das margens opostas da Bacia Macaúbas, durante a fase sin-colisional. Este estágio gerou a faixa de dobramentos e empurrões com vergência para oeste, o metamorfismo responsável pelas paragêneses mineras materializadas na foliação regional e um grande volume de magma das suítes G2 e G3 (Alkmim *et al.*, 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007).

O escape lateral teria sido uma resposta da máxima aproximação entre a extremidade sul da península São Francisco e a margem do continente do Congo. Esse escape formou quatro grandes zonas de cisalhamento dextrais e inúmeras outras de hierarquias menores (Alkmim *et al.*, 2007).

O estágio pós colisional correu entre 530 e 500 Ma e é caracterizado pelo grande volume de magma gerado por fusão crustal, dando origem às suítes G4 e G5. Nesse estágio ocorreu o colapso gravitacional do orógeno (Alkmim *et al.*, 2006; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007).

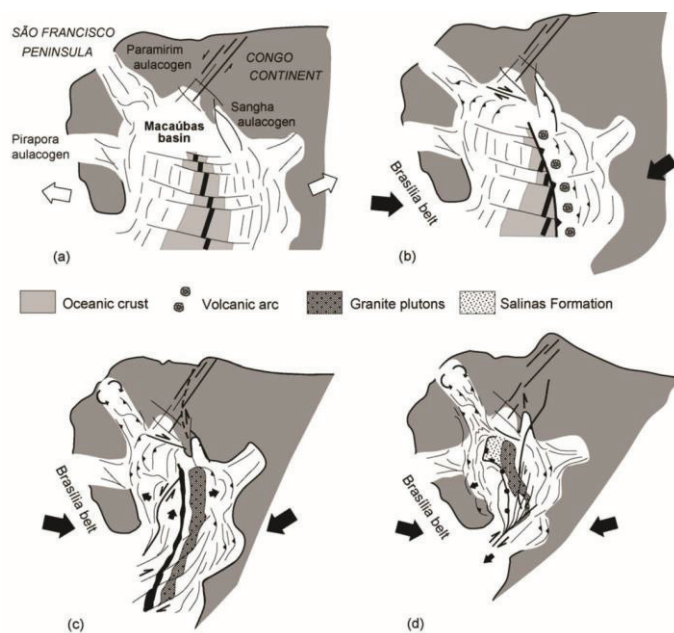


Figura 2.5: Ilustração das fases evolutivas de acordo com o modelo da Tectônica do Quebra-Nozes para evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. a) A bacia precursora Macaúbas. b) Convergência inicial. c) Estágio colisional. d) Escape lateral e colapso gravitacional (Moura & Fonte Boa, 2014, adaptado de Alkmim *et al.*, 2007).

## 2.3 Geologia Estrutural

Noce *et al* (2007) e Pedrosa-Soares *et al* (2007), após o trabalho de Almeida (1977), descrevem dois domínios para o Orógeno Araçuaí: o domínio externo, que compreende o cinturão de cavalgamentos e dobramentos de baixo grau metamórfico na borda do CSF; e o domínio interno dominado por rochas graníticas e de alto grau metamórfico que se estende até o litoral.

Baseado na orientação espacial, significado cinemático e história de nucleação das estruturas dominantes, Alkmim *et al.* (2007) definem dez compartimentos tectônicos (Figura 2.6): “1) o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; 2) a Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, 3) a zona de dobramentos de Salinas; 4) o Corredor Transpressivo de Minas Novas; 5) a saliência do Rio Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; 6) o Bloco de Guanhões; 7) a Zona de Cisalhamento de Dom Silvério e estruturas associadas; 8) a Zona de Cisalhamento de Itapebi e estruturas associadas; 9) o núcleo cristalino (*i.e.*, a zona interna de alto grau que representa o núcleo do orógeno); e 10) o Cinturão Oeste-Congolês”.

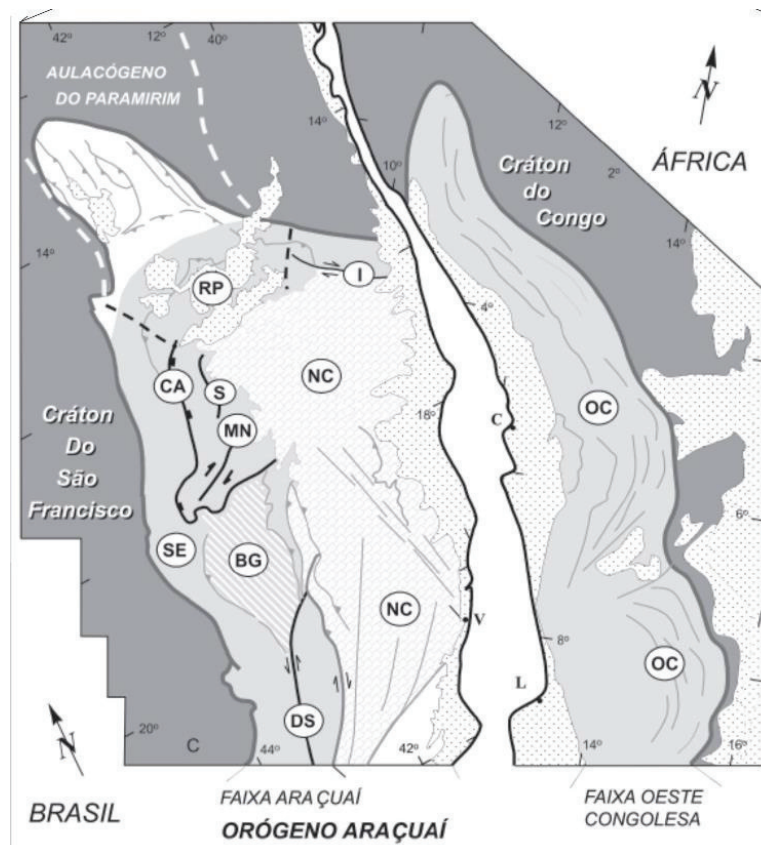


Figura 2.6: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza (adaptado de Alkmim *et al.*, 2007).

O domínio interno ou núcleo cristalino, compartimento no qual esta dissertação está inserida, tem como elementos tectônicos principais quatro grandes zonas transcorrentes dextrais, dentre elas as zonas de cisalhamento de Abre Campo, Manhauçu-Santa Margarida, Guaçuí e Batatal (Alkmim *et al.*, 2007).

A zona de cisalhamento de Abre Campo merece destaque por representar uma zona de sutura paleoproterozoica e neoproterozóica (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). A leste desta estrutura, o substrato é de idade paleoproterozóica relacionado aos arcos de ilhas Juiz de Fora/Pocrane, o metamorfismo é de fácies anfíbolito alto a granulito, e encontram-se todas as suítes graníticas pré- a pós-colisionais. Próximo à Governador Valadares (MG) esta estrutura preserva o seu caráter original de zona de empurrão (Alkmim *et al.*, 2007).

Outra grande estrutura de interesse para este trabalho é a zona de cisalhamento Manhauçu-Santa Margarida. Esta estrutura é acompanhada à oeste pela zona de cisalhamento de Abre Campo, compartilhando uma morfologia muito semelhante. Constituída por um feixe de zonas de cisalhamento anastomosadas de direção N-S, exibe um traçado sigmoidal com inflexões para NE nas suas terminações. Estende-se das proximidades de Governador Valadares (MG) a norte e Juiz de Fora (MG) a sul (Silva, 2010).

### **3. CARACTERIZAÇÃO LITOSTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ ENTRE OS MUNICÍPIOS DE IÚNA (ES) E GOVERNADOR VALADARES (MG)**

#### **3.1 - Introdução**

A análise estrutural é o estudo da geometria e simetria dos movimentos e tensões e de como estes aspectos se refletem nas rochas. Há três tipos de análise estrutural: 1) a análise geométrica descritiva, que usa de métodos de mapeamento para reconhecer, descrever e medir as estruturas; 2) a análise cinemática, que foca na interpretação dos movimentos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas; e 3) a análise dinâmica, que mensura e interpreta a deformação de acordo com a reologia e os campos de tensão (Davis & Reynolds, 1996; Fossen, 2012). Este tipo de estudo torna-se complicado quando aplicado em terrenos que sofreram mais de um evento deformacional, pois pode haver sobreposição e transposição de estruturas, e até mesmo a obliteração das estruturas pretéritas.

A área de estudo está inserida no contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, orógeno colisional, que sucedeu orógeno acrescionário de margem continental ativa

(Pedrosa-Soares *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2009). Trata-se de sistema orogênico neoproterozoico-cambriano, situado em grande reentrância delimitada pelos crátons São Francisco (CSF; a oeste e a norte) e Congo (a leste). O embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante um processo orogênico paleoproterozoico que se estendeu, aproximadamente, entre 2,2 e 2,0 Ga. Os complexos ortognáissicos Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane correspondem às rochas paleoproterozoicas do embasamento do orógeno na sua parte meridional (Noce *et al.*, 2007). No Neoproterozoico estas rochas foram retrabalhadas e intensamente deformadas junto a unidades mais novas (granitoides e coberturas sedimentares/metavulcanossedimentares) durante o Evento Brasileiro. Tal evento gerou uma miríade de rochas e estruturas que foram setorizadas por Alkmim *et al.* (2007) em compartimentos tectônicos diferenciados por suas localizações geográficas, estruturas dominantes e seus significados cinemáticos. A área em estudo encontra-se na região definida como núcleo cristalino orogênico.

O foco deste capítulo é voltado aos complexos do embasamento do Orógeno Araçuaí, objetivando análise geométrica descritiva das estruturas internas de cada litologia, assim como suas relações de contato. Para tanto é apresentada uma série de perfis litoestruturais, orientados, aproximadamente, na direção E-W, da região compreendida entre os municípios de Iúna (ES), Manhumirim e Governador Valadares (MG), núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí meridional.

### **3.2 - Contexto Geológico**

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental é um sistema orogênico neoproterozoico-cambriano, situado em reentrância delimitada pelos crátons São Francisco e Congo. A contraparte brasileira do orógeno estende-se do limite do Cráton São Francisco até a margem continental leste brasileira, e do paralelo 21 até o limite sul do CSF, definindo um orógeno colisional, que sucedeu um acrecionário em margem continental ativa (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998, 2001, 2007; Silva *et al.*, 2009; Tedeschi *et al.*, 2015; Gonçalves *et al.*, 2013, 2015). Grosso modo, o Orógeno Araçuaí pode ser dividido em duas partes: a porção externa, identificada por faixas de dobramento e empurrões, localizada no limite do cráton, e a porção interna, caracterizada por rochas graníticas e metamórficas de alto grau, que se estende até o litoral (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007).

O embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos e paleoproterozoicos durante um processo orogênico que se estendeu entre 2,2 e 2,0 Ga, limite Riacciano-Orosiriano. Neste evento ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco-Congo que, provavelmente, fazia parte de um extenso continente Paleoproterozoico: Atlântica (Rogers & Santosh, 2004). Os núcleos antigos, arqueanos, dos blocos São Francisco e Congo foram

amalgamados ao longo de um cinturão orogênico denominado Itabuna-Salvador-Curaçá no Brasil (Barbosa & Sabaté, 2004), e Eburneano na África (Ledru *et al.*, 1994; Vicat & Pouclet, 2000; Tack *et al.*, 2001; Lerouge *et al.*, 2006). Os Complexos Ortognáissicos de Guanhães, Gouveia e Porteirinha formam o núcleo arqueano do embasamento, enquanto os Complexos Ortognáissicos Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane correspondem às rochas paleoproterozoicas do embasamento do Orógeno Araçuai meridional (Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010).

Como resposta ao evento orogênico neoproterozoico-cambriano, houve uma estruturação marcada por zonas de transcorrência regionais de caráter dextrais e por frentes de cavalgamento com vergência para oeste. Os traços superficiais dessas estruturas têm orientação N-S/NNE-SSW. Pode-se destacar quatro grandes zonas de cisalhamento transcorrentes: Abre Campo, Manhauçu-Santa Margarida, Guaçuí e Batatal (Costa *et al.*, 1996; Alkmim *et al.*, 2007).

A Zona de Cisalhamento de Abre Campo é a mais bem estudada dentre as estruturas supracitadas. Marca importante descontinuidade orogênica brasileira, caracterizando zona de sutura neoproterozoica (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007; Queiroga, 2010; Queiroga *et al.*, 2012; Peixoto *et al.*, 2014), além de delinear limite entre distintos complexos paleoproterozoicos. A leste ocorrem rochas dos Complexos Juiz de Fora e Pocrane (Noce *et al.*, 2007), associados a arcos de ilhas paleoproterozoicas (Novo, 2013) metamorfizadas nas fácies anfibolito alto e granulito. A oeste é delimitada por ortognaisses associados ao arco magmático do Complexo Mantiqueira, também de idade paleoproterozoica (Duarte *et al.*, 2004). Os complexos de embasamento Pocrane, Mantiqueira e Juiz de Fora, e a Suíte Caparaó, serão descritos adiante, visando ao enquadramento regional dos objetivos do presente capítulo.

#### *COMPLEXO POCRANE*

Novo (2013) associa considera este complexo como a continuidade em grau metamórfico mais baixo do Complexo Juiz de Fora. O litotipo dominante desta unidade é um biotita-hornblenda gnaisse tonalítico a granodiorítico, foliado e bandado, localmente migmatítico, com ou sem granada, com lentes anfibolíticas, rocha calcissilicática, xistos aluminosos, quartzitos, paragnaisses e rochas ultramáficas (Tuller, 2000; Féboli & Paes, 2000; Novo, 2013). Novo (2013) ainda acrescenta que o litotipo principal é laminado a bandado, de granulação muito fina a fina, com porfiroclastos de feldspatos e agregados quartzo-feldspáticos envoltos por uma matriz fina. Caracteriza a porção plutônica a hipoabissal de um arco de ilhas paleoproterozoico (Novo, 2013).

## COMPLEXO JUIZ DE FORA

Engloba rochas enderbíticas e charno-enderbíticas, com charnockitos e rochas básicas subordinadas, metamorfozadas na fácies granulito, com termos félsicos cálcio-alcalinos milonitizados (Duarte *et al.*, 1997, 2000; Tuller, 2000; Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010). Ocorrem ainda termos tonalíticos, com rochas granodioríticas a graníticas subordinadas (Féboli & Paes, 2000). Este complexo tem gênese associada a um arco de ilhas paleoproterozoico.

### *Suíte Caparaó*

Trata-se de uma associação de granulitos de composição enderbítica, charnockítica, quartzo diorítica, diorítica e gabróica, que ocorre na serra homônima, formando uma grande estrutura antiformal (Noce *et al.*, 2007). O litotipo predominante é um gnaiss diorítico a granítico, bandado, de granulação fina a média, com bandamento milimétrico a centimétrico e enclaves máficos, migmatítico, exibindo variado grau de fusão parcial (Novo *et al.*, 2011). A Suíte Caparaó é tida por muitos autores como sendo uma extensão oriental do Complexo Juiz de Fora (Noce *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2002; Novo *et al.*, 2011).

## COMPLEXO MANTIQUEIRA

Este complexo do embasamento tem como seu litotipo dominante um biotita-anfibólio ortognaiss bandado de composição tonalítica a granítica, associado a metabasitos enderbitos e charnockitos. São comuns lentes, boudins e camadas concordantes de anfibolito. Ocorrem também estruturas migmatíticas indicando variado grau de fusão parcial. Seu bandamento deriva dos processos de migmatização e da intensa deformação sofrida pelas rochas, possuindo baixos mergulhos (Féboli & Paes, 2000; Duarte *et al.*, 2004; Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010). Complexo paleoproterozóico com gênese associada a arco magmático desenvolvido às margens do CSF, representa a continuidade setentrional do Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 2004) já nos domínios do Orógeno Araçuai.

### **3.3 - Materiais e Métodos**

Para a realização deste estudo foram escolhidos dez perfis litoestruturais, dispostos da melhor forma possível para representar a geologia local. A maioria dos perfis têm orientação aproximada E-W visando melhor visualização das estruturas, cujos traços superficiais são N-S/NNE-SSW. Esses perfis servem como base para o esboço de um mapa geológico e um bloco diagrama, confeccionado apenas com os dados adquiridos neste trabalho.

Os perfis foram selecionados com base nos mapas geológicos das folhas Governador Valadares, Itanhomi, Dom Cavati, e Ipanema, de escala 1:100.000, pertencentes ao Projeto Leste (2000), mapas geológicos Santana de Manhuaçu (Moura & Fonte Boa, 2014), Manhumirim (Novo *et al.*, 2012), e Íuna (IBGE, 1979), de escala 1:50.000. Todos os perfis foram confeccionados utilizando o ábaco de conversão de mergulhos e o transferidor de mergulhos proporcionais presentes em cadernetas de campo e possuem exagero vertical de 3x. Todos os estereogramas deste capítulo representam a média das medidas realizadas nas estações escolhidas.

Em adição às pesquisas de campo, foram realizados estudos petrográficos em lâminas delgadas referentes a amostras de oito perfis. Esse estudo auxiliou na compreensão e interpretação da deformação experimentada pelas rochas presentes na área, focando-se sempre nos complexos ortognáissicos do embasamento Paleoproterozoico.

Segundo Silva (2010), a nomenclatura usada para descrever zonas de cisalhamento rúpteis também pode ser utilizada para zonas de cisalhamento dúcteis. Desta forma, neste trabalho, comumente este autor refere-se a falhas reversas para descrever estruturas de cavalgamento em regime dúctil.

### **3.4 - Discussões**

Retrocavalgamentos associados às zonas de cisalhamento brasileiras foram identificados primeiramente na Folha Santana de Manhuaçu (escala 1:50.000), o que despertou o interesse deste autor às peculiaridades estruturais da região. Ali foram descritas falhas de caráter reverso com vergência oposta ao que foi preconizado para este compartimento tectônico, o transporte de topo rumo leste das falhas de empurrão caracterizadas na porção oeste da folha foi interpretada como retrocavalgamento associado às zonas de cisalhamento. Para caracterização inicial destas estruturas foram levantados dois perfis em trabalho conjunto a Moura e Fonte Boa, realizado em 2014 (Figuras 3.2 e 3.3). Isso levou à procura de estruturas semelhantes nas proximidades da Folha Santana do Manhuaçu e à confecção de outros dez perfis aqui apresentados. A Figura 3.1 apresenta a localização dos perfis em um mapa geológico feito a partir da compilação das cartas geológicas elaboradas por Féboli (2000), Féboli & Paes (2000), Ribeiro (2000), Tuller (2000) e Novo *et al.*, 2012, e a localização dos perfis realizados pelo autor, sem representar a geologia descrita neste trabalho, pela diferença nas escalas de mapeamento.



média, localmente migmatítico, de coloração cinza esverdeada escura. As bandas félsicas são ricas em plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, e máficas constituídas de ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinado. A foliação apresenta-se dobrada segundo dobras apertadas, com o mergulho dos flancos variando entre 60° a subverticais, tanto para leste quanto para oeste.

Para o Complexo Pocrane (CP) tem-se biotita gnaisses, com hornblenda subordinada, de coloração cinza com granulação fina a média, localmente migmatítico. Ocorrem porfiroclastos de plagioclásio, ou de agregados quartzo-feldspáticos envoltos por matriz rica em biotita. Da mesma forma que para o Complexo Juiz de Fora, o bandamento apresenta-se dobrado, ainda que estas não sejam tão apertadas. Entremeadas às rochas do Complexo Pocrane ocorrem rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia e rochas graníticas.

Seguindo de oeste para leste nesse perfil é possível notar o CJF em contato tectônico com o CP. Esse contato é marcado por uma zona de cisalhamento reversa com vergência para leste e mergulhos em torno de 60° para W. A partir do centro do perfil até o seu limite leste ocorrem apenas rochas metassedimentares e graníticas seguindo um padrão de dobramento mais suave.

### PERFIL B

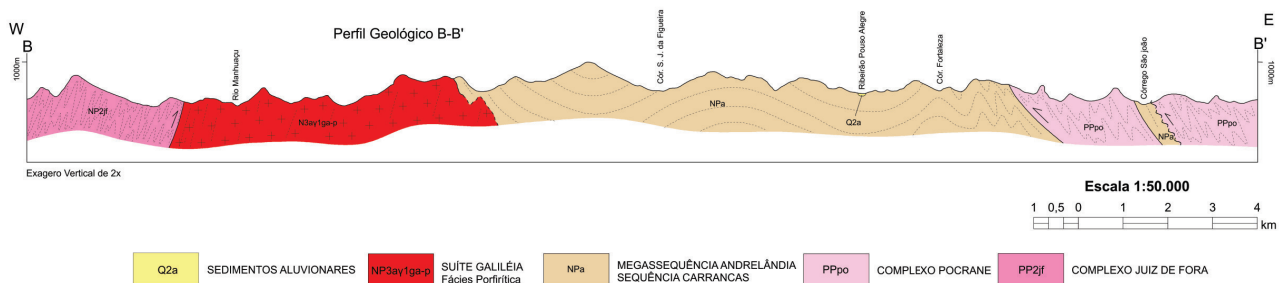


Figura 3.3: Perfil BB' (Moura e Fonte Boa, 2014).

De forma semelhante ao perfil A, observa-se, em sua porção oeste, uma falha reversa vergente para W marcando o contato entre os ortognaisses do CJF com rochas graníticas. Essa falha é a continuidade sul da estrutura descrita no perfil anterior.

No extremo leste deste perfil são descritas rochas do CP com maior grau de fusão parcial, mas que ainda preservam planos de foliação e bandamento confiáveis para que se note um mergulho predominante dos planos para E, e interpreta-se um cavalgamento dessas rochas sobre a unidade paraderivada.

## PERFIL 1

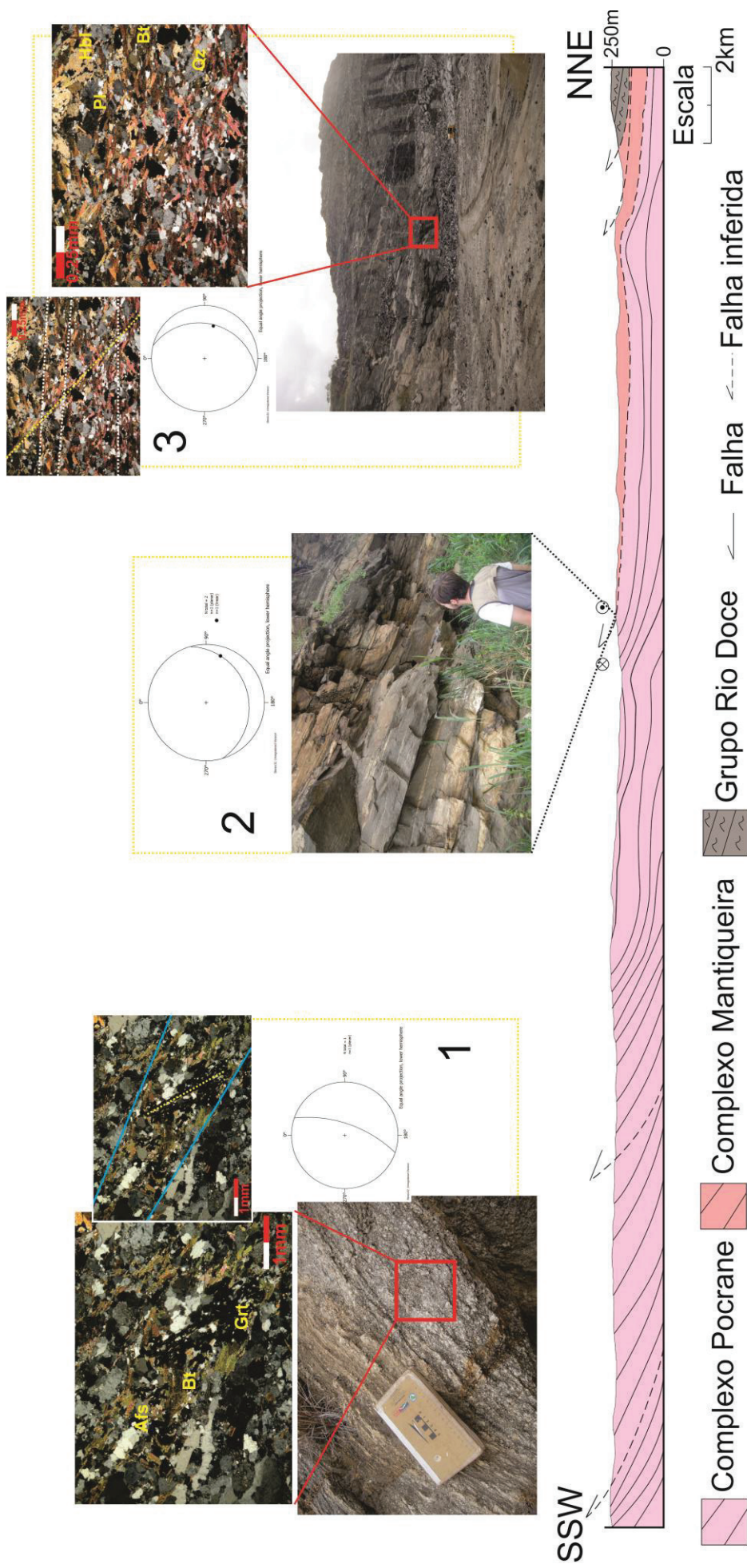
Este perfil foi feito seguindo a BR-116, a partir do município de Governador Valadares (MG) até as proximidades da entrada para a BR-458. Devido à falta de exposição de rochas e ao trânsito pesado este perfil apresenta poucos pontos muito espaçados entre si (Figura 3.4).

Na sua extremidade NNE observam-se rochas metassedimentares associadas ao Grupo Rio Doce (biotita xisto com intercalações de quartzito micáceo) apresentando foliação com atitude modal 050/20.

Seguindo para SSW afloram biotita gnaisses bandados, associados ao Complexo Mantiqueira. Descreveu-se essas rochas como pertencentes a este complexo pela semelhança estrutural e mineralógica com o que é consagrado na literatura. Adicionalmente, Silva *et al.*, (2009) demonstram, inclusive em um dos perfis apresentados no trabalho, que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo, em seu setor norte, sofre uma inflexão para NE, ligando-se à Zona de Cisalhamento de Manhauçu-Santa Margarida, e estendendo-se até as proximidades de Governador Valadares.

O contato entre o Grupo Rio Doce e o Complexo Mantiqueira foi inferido e interpretado como sendo resultado de um falhamento reverso de rampa frontal, baseando-se pelas lineações de estiramento mineral ( $S_n=104/23$ ;  $L_x=105/25$ ). Em lâmina delgada de uma seção paralela à lineação observou-se duas foliações, não observável em escala de afloramento. Interpreta-se para este ponto que a foliação observada no afloramento seja  $S_{n+1}$ , causada por uma deformação progressiva sem rotação do campo de tensões. Seguindo o perfil para SSW o comportamento das zonas de cisalhamento se torna transcorrente dextral ( $S_n=173/15$ ,  $L_x=107/10$ ).

Nos cerca de dois terços restantes do perfil afloram hornblenda-biotita gnaisses, com ou sem granadas, porfiroclastos de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos, típicas do Complexo Pocrane. Os porfiroclastos apresentam um padrão tipo sigma, indicando movimento dextral. A foliação varia bastante dentro desta unidade, com direções entre NE e SE e mergulhos altos a moderados para leste. As falhas da porção SSW do perfil foram interpretadas devido aos altos mergulhos e pelos porfiroclastos descritos acima, como visto nas projeções estereográficas. Em lamina delgada observam-se porfiroblastos de granada poiquilítica rotacionados, que preservaram a foliação inicial.



⊗ | ⊙ Componente dextral de falhas oblíquas

Figura 3.4: Perfil 1. 1) Fotografia do afloramento mostrando a foliação, projeção estereográfica mostrando Sn, em azul, e Sn-1 em granada poiquilítica rotacionada, em amarelo ( $19^{\circ}13'19,8''S/42^{\circ}3'29,22''W$ ); 2) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento paralelo à foliação e projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mioenral ( $19^{\circ}06'24,54''S/42^{\circ}W$ ); 3) Fotografia mostrando o afloramento, projeção estereográfica com medida de estiramento mineral e fotomicrografia ressaltando Sn+1, em branco, e Sn, em amarelo ( $18^{\circ}56'23,46''S/41^{\circ}56'43,62''W$ ). Afs = alcali-feldspatos, Bt = biotita, Grt = granada, Hbl = hornblenda, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo.

## *PERFIL 2*

O Perfil 2 seguiu os traçados das MG-458 e vias menores que ligam o município de Tarumirim à Carneiro, passando por Itanhomi. Ele é marcado por dobras suaves na sua porção SW, em biotita ortognaisses do Complexo Pocrane. Esse padrão de dobramento é interrompido por uma intrusão granítica, a partir da qual não é possível reconhecer nenhuma outra litologia, até o extremo leste do perfil. Pode se tratar de uma soleira acompanhando os planos do bandamento. Na porção mais a leste do perfil afloram rochas migmatíticas do CP, que podem ter sofrido fusão parcial pelo contato com a rocha granítica. O melanossoma desses migmatitos é formado por hornblenda-biotita gnaisses, muitas vezes sem o bandamento preservado, e leucossoma quartzo-feldspático (Figura 3.5).

## *PERFIL 3*

Estradas secundárias entre a sede do município de Tarumirim e a localidade de Pega-Bem marcaram os traçados para este perfil. Localizado pouco a sul do Perfil 2, notam-se algumas semelhanças entre ambos. Partindo de oeste para leste, ambos apresentam rochas do Complexo Pocrane, porém neste perfil observa-se rochas migmatizadas e não ocorrem dobramentos nesta unidade, apresentando uma foliação com mergulhos baixos a intermediários para E. A grande massa granítica encontra-se dividida por ortognaisses bandados, migmatizados e rochas metassedimentares que podem fazer parte da Megassequencia Andrelândia. Trata-se de quartzito e quartzo-mica xisto com planos de foliação de atitude modal 340/55 (Figura 3.6).

No extremo leste desse perfil aflora o ortognaisse bandado do CP com foliação com atitude 120/60 e lineação orientada segundo 090/58, marcando um cisalhamento reverso com componente transcorrente.

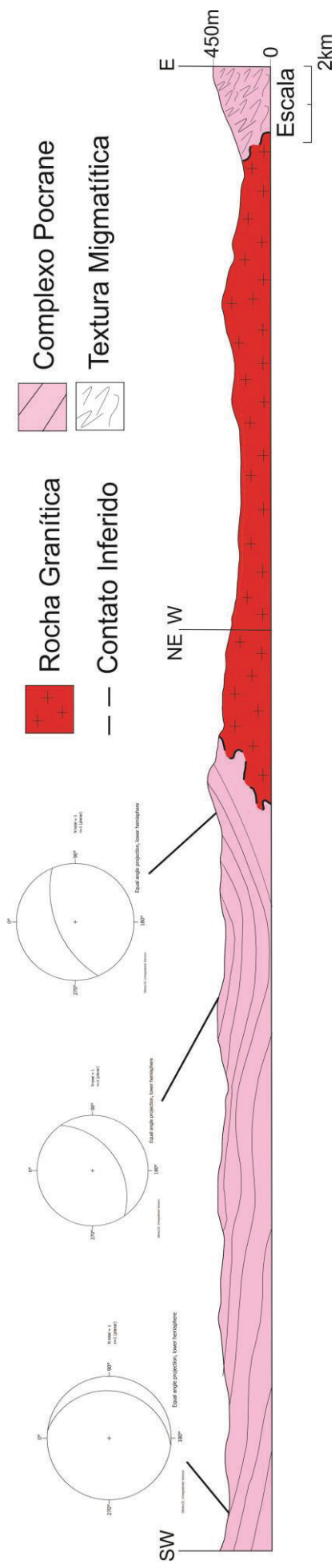


Figura 3.5: Perfil 2. 1) Projeção estereográfica (19°16'41,1"S/42°03'4,8"W); 2) Projeção estereográfica (19°11'36,78"S/41°53'19,86"W); 3) Projeção estereográfica (19°15'47,73"S/42°1'5,09"W).

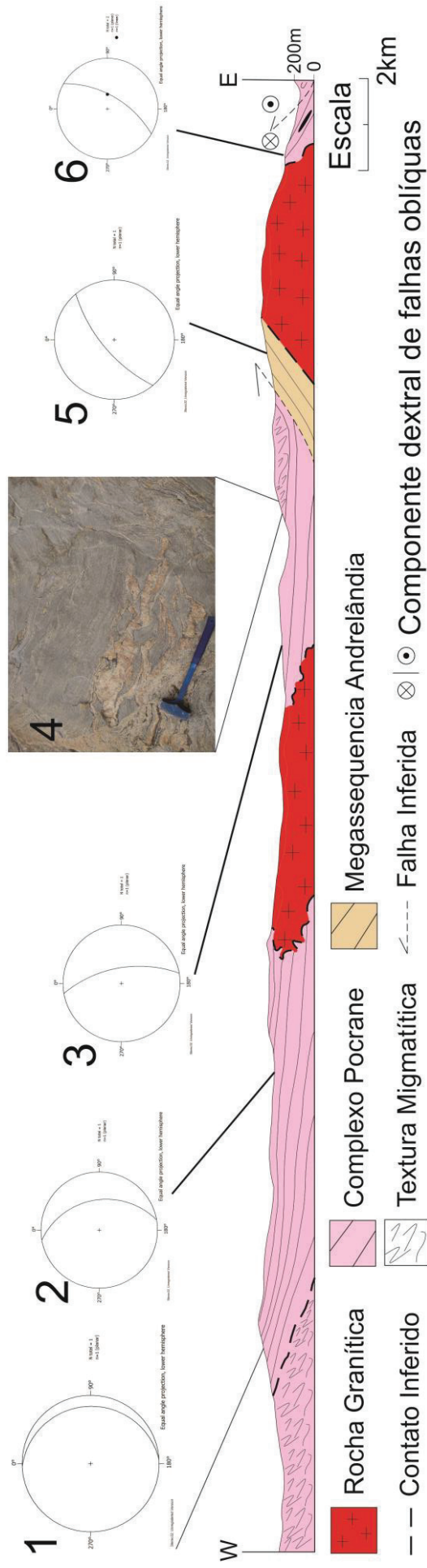


Figura 3.6: Perfil 3. 1) Projeção estereográfica (19°17'56,88"S/41°56'37,08"W); 2) Projeção estereográfica (19°18'31,38"S/41°54'12,42"W); 3) Projeção estereográfica (19°16'8,7"S/41°46'27,06"W); 4) Fotografia de rocha do Complexo Pocrane migmatizada (19°15'30"S/41°45'4,86"W); 5) Projeção estereográfica do ponto (19°16'27,48"S/41°43'7,62"W); 6) Projeção estereográfica com medida de estiramento mineral (19°17'5,34"S/41°42'0,42"W).

#### *PERFIL 4*

Este perfil liga a cidade de Alvarenga até as proximidades da BR-116, próximo à Dom Cavati. Na sua porção leste até quase o centro do perfil há inúmeros afloramentos de rocha granítica livre de deformação. A partir do centro do perfil afloram rochas ortognaissicas bandadas do Complexo Pocrane alternadas com o granitoide. Os ortognaisses apresentam foliações com atitudes bem homogêneas, variando de 090/30 até 115/60 (Figura 3.7).

No extremo NW do perfil aflora um granitoide foliado. A foliação impressa na rocha granítica tinha atitude semelhante aos planos do bandamento medidos na parte central do perfil (098/55). O ângulo do mergulho permitiu inferência de uma falha reversa com vergência para W.

#### *PERFIL 5*

O perfil 5 foi traçado nas proximidades do município Imbé de Minas. Na sua parte oeste encontram-se rochas gnáissicas granulíticas ortoderivadas características do Complexo Juiz de Fora. O litotipo dominante é um ortognaisse finamente bandado de composição diorítica a granítica e granulação fina a média, localmente migmatítico, de coloração cinza esverdeada escura. As bandas félsicas são ricas em plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, e máficas constituídas de ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinado. Por vezes, aparecem nódulos radiais de piroxênios. Em lâmina delgada é possível observar uma foliação marcada por cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio e biotita (Figura 3.8).

A falha reversa foi inferida devido à mudança brusca de litologia, passando para um gnaisse anfibolítico bandado ortoderivado com bolsões quartzo-feldspáticos, característicos do Complexo Pocrane. Em lâminas delgadas nota-se uma maior quantidade de quartzo e plagioclásio. Ou seja, esta falha foi inferida devido à mudança brusca do grau metamórfico, de fácies granulito para fácies anfibolito. Na sua porção leste há um aumento do grau de fusão parcial do Complexo Pocrane definindo um ortognaisse migmatítico.

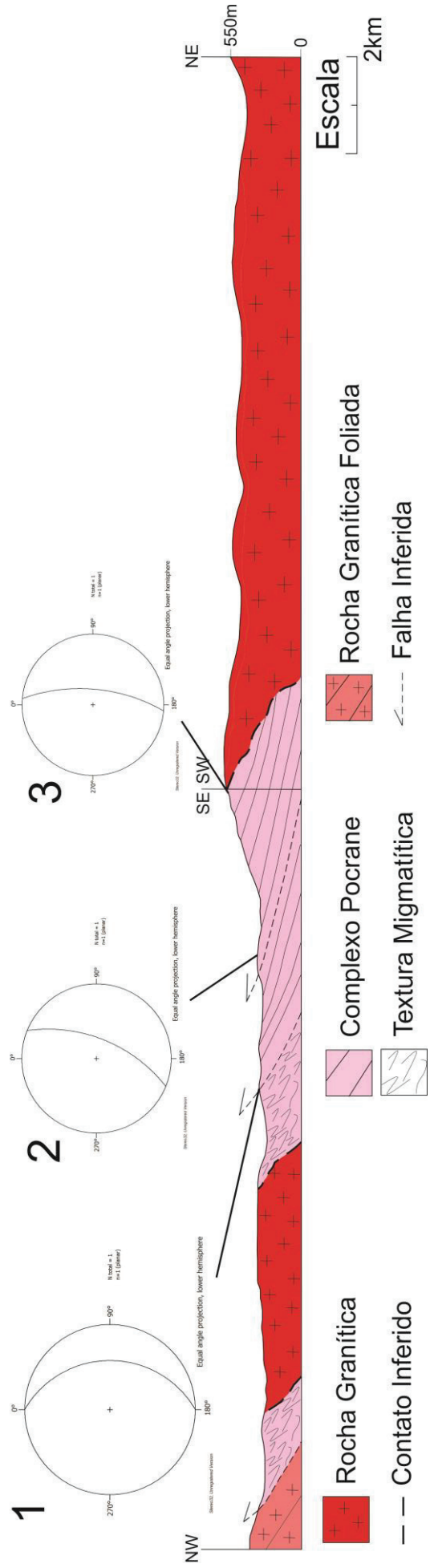
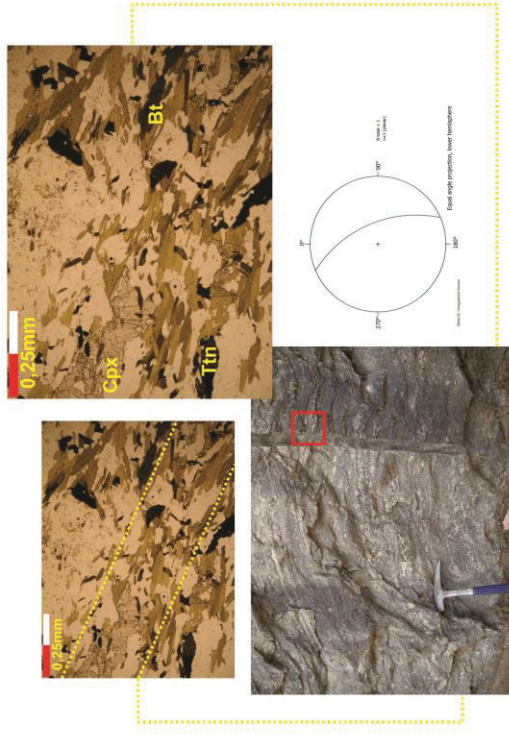


Figura 3.7: Perfil 4. 1) Projecção estereográfica (19°25'45,84"S 41°54'25,5"W); 2) Projecção estereográfica (19°26'48,84"S/41°52'29,1"W); 3) Projecção estereográfica (19°27'29,22"S/41°50'48,6"W).

1



2

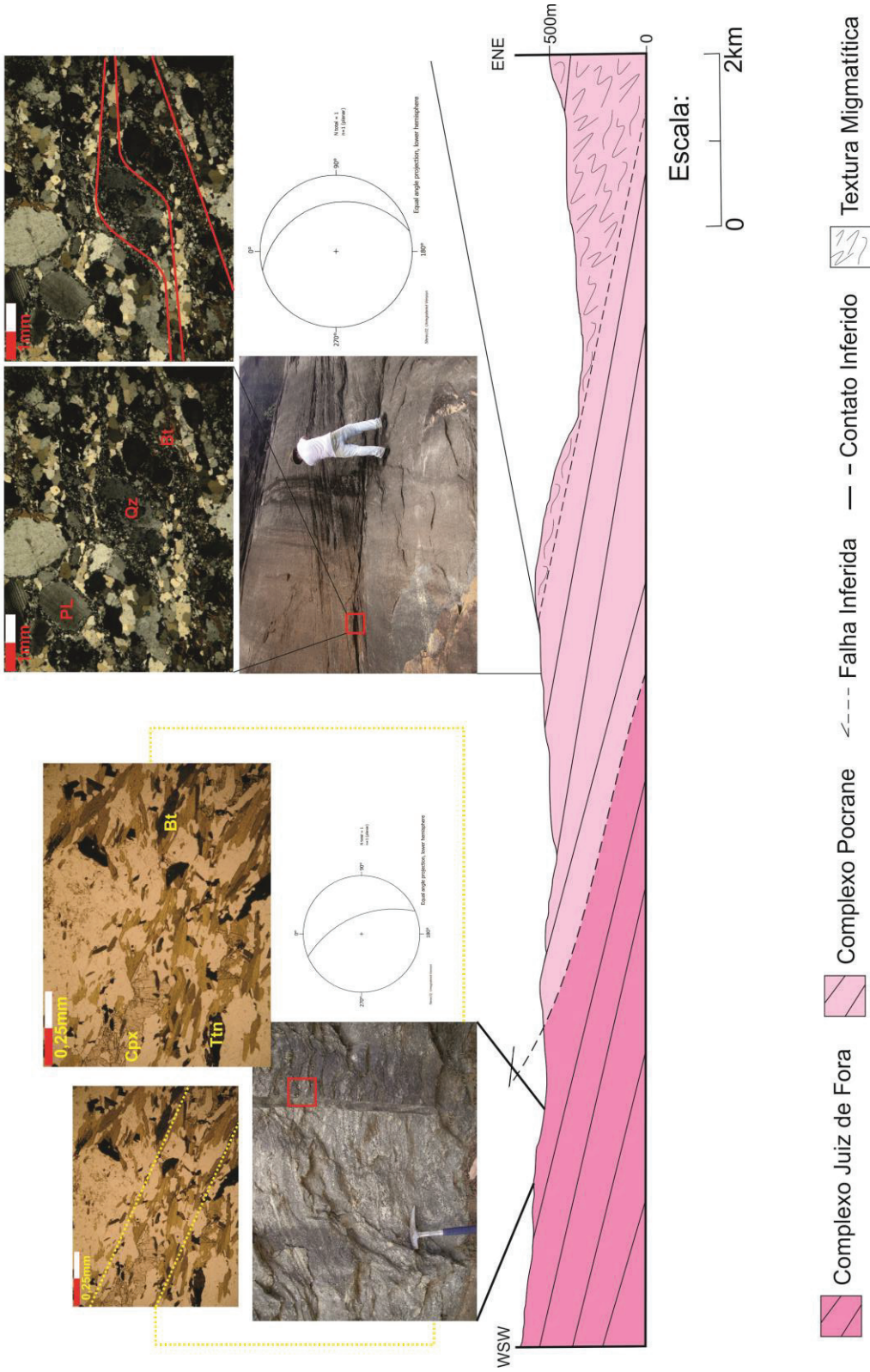


Figura 3.8: Perfil 5. 1) Fotografia do afloramento mostrando a foliação, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando Sn ( $19^{\circ}36'19,2''S/41^{\circ}59'26,9''W$ ). 2) Fotografia mostrando a foliação, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando Sn e cristais de quartzo recristalizados em padrão sigmoidal ( $19^{\circ}35'18,9''S/41^{\circ}55'37,9''W$ ). Bt = biotita, Cpx = clinopiroxênio, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo.

## *PERFIL 6*

Este perfil segue o traçado da rodovia MG-474 que liga o município de Ipanema à BR-116. Em sua porção oeste predominam ortognaisses granulíticos típicos do Complexo Juiz de Fora, semelhantes aos encontrados no perfil 5, com a foliação variando de 004/20 até 120/30 (maior mergulho chegando a 40°) marcando dobras suaves abertas de escala regional (Figura 3.9).

Após o perfil mudar de direção para NW-SE, aproximadamente na parte central desta seção, é possível observar um afloramento saprolitizado como sendo um ortognaisse do mesmo complexo, que apresenta uma estrutura do tipo S-C, com 'S' tendo uma atitude 150/83 e 'C' orientada 156/40, conferindo um ângulo baixo a moderado para esta zona de cisalhamento (ZC), concordante com as demais medidas de foliação descritas acima. Essa ZC teria um caráter puramente reverso.

Seguindo para SE, observa-se outro afloramento de um gnaisse finamente bandado (160/20) do CJF. A rocha é composta essencialmente por piroxênio, hornblenda e plagioclásio, marcando uma lineação de estiramento mineral de atitude 090/05. Essa atitude confere uma característica de falha transcorrente sinistral, podendo ter uma pequena componente reversa. O plano da foliação tem mergulho para SSE, sendo perpendicular à estruturação principal das zonas de cisalhamento.

A zona de cisalhamento supracitada marca o contato entre o CJF e o Complexo Pocrane. Entre afloramentos do (hornblenda) -biotita gnaisse do CP ocorre espessa soleira de rocha granítica ora paralela ao bandamento gnáissico, ora paralela à falha. No extremo SE do perfil as rochas apresentam foliação mergulhando para E com lineações quase paralelas às linhas de máximo declive desses planos, com isso foi delineada a continuidade da zona de cisalhamento sinistral até o fim do perfil.

## *PERFIL 7*

Este perfil estende-se do município de Ipanema, a nordeste, até as proximidades da localidade de Santa Luzia de Caratinga, a sudoeste (Figura 3.10).

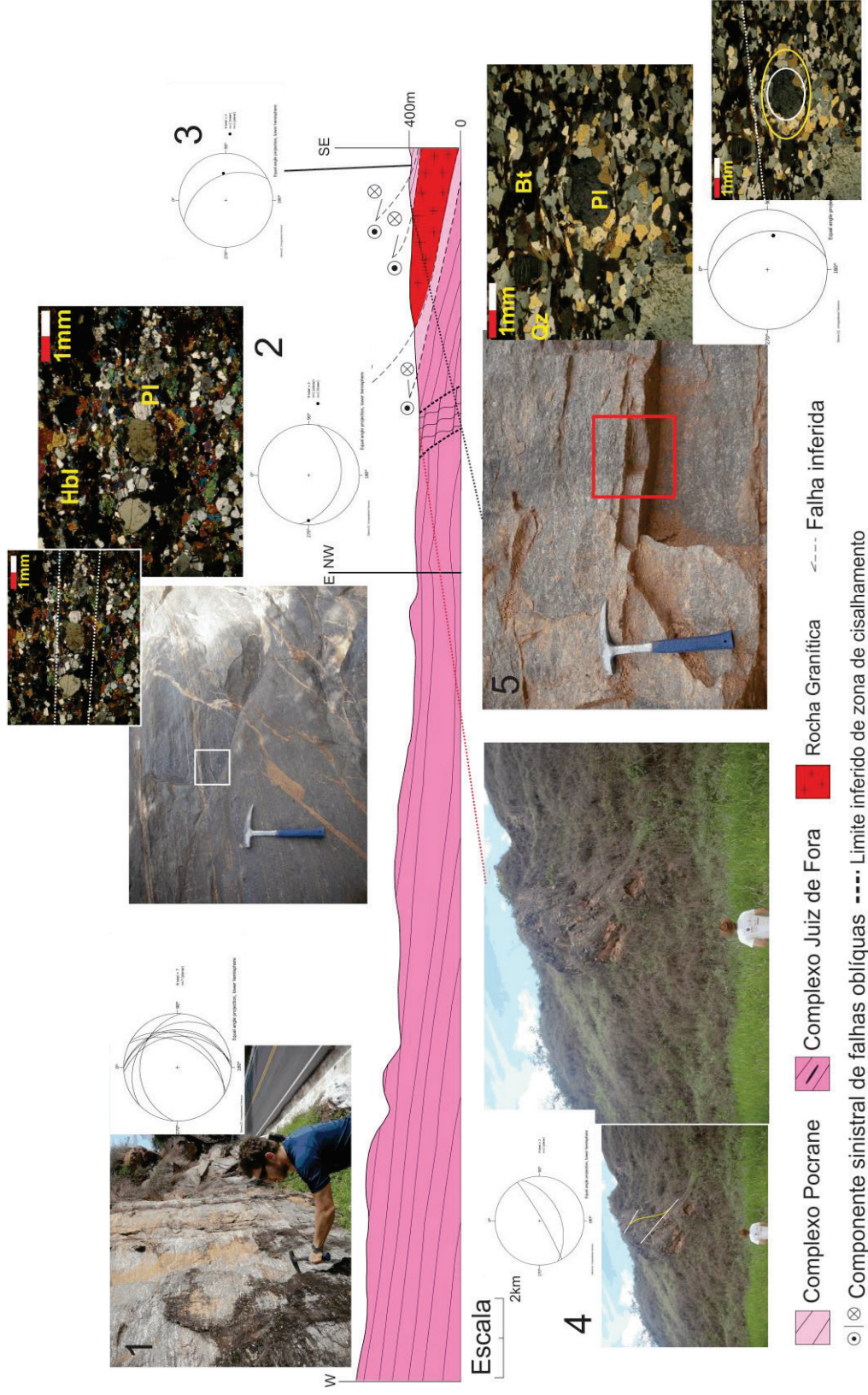


Figura 3.9: Perfil 6. 1) Fotografia de afloramento do gnaiss do CJF e projeção estereográfica (19°44'39,6"S/41°59'52,1"W - 19°41'31,8"S/41°50'0,2"W). 2) Fotografia de rocha do Complexo Juiz de Fora com veios apolíticos, projeção estereográfica e fotomicrografia Sn marcado por plagioclásio e cristais de hornblenda (19°43'24,6"S/41°48'5"W). 3) Projeção estereográfica com medida de lineação de estiramento mineral (19°45'54,9"S/41°46'41"W). 4) Fotografia do afloramento com estruturas do tipo S-C em zona de cisalhamento e projeção estereográfica (19°42'40"S/ 41°48'29,1"W). 5) Fotografia de foliação em rocha do Complexo Pocrane, projeção estereográfica e fotomicrografia ressaltando a foliação marcada por biotita e estrutura núcleo-manto em cristal de plagioclásio (19°45'10,7"S/ 41°46'38,4"W). Bt=biotita, Hbl=hornblenda, Pl=plagioclásio.

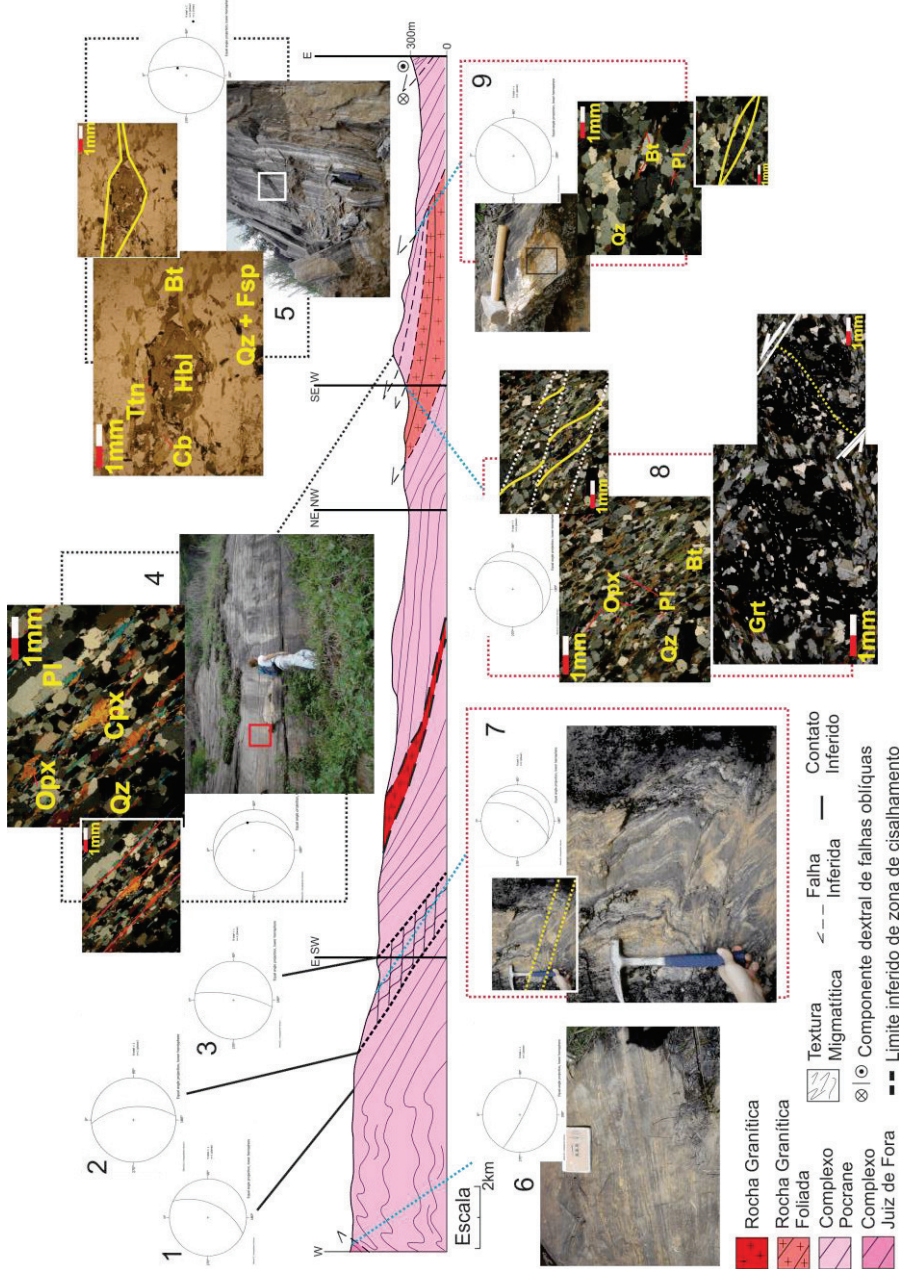


Figura 3.10: Perfil 7. 1) Projeção estereográfica (19°51'23,3"S/41°57'6,3"W). 2) Projeção estereográfica (19°51'38,7"S/41°54'50,2"W). 3) Projeção estereográfica (19°51'31,3"S/41°56'12,1"W). 4) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento, projeção estereográfica e fotomicrografia com lineação de estiramento ressaltando a foliação marcada por piroxênios (19°48'13"S/41°46'41"W). 5) Fotografia do afloramento mostrando o bandamento, projeção estereográfica com lineação de estiramento mineral e fotomicrografia ressaltando a foliação marcada por hornblenda e biotita (19°47'28,3"S/41°42'1,2"W). 6) Fotografia de rocha do CJF e projeção estereográfica (19°51'48,8"S/42°0'16,3"W). 7) Fotografia de rocha do CP mostrando o bandamento (Sn) sendo truncado por planos de cisalhamento (Sn+1), linhas vermelhas (19°51'35,2"S/41°54'34,8"W). 8) Projeção estereográfica e fotomicrografias mostrando duas foliações Sn, em vermelho, e Sn+1, em amarelo marcadas por biotita com ortopiroxênios subordinados indicando movimento dextral, e granada poiquilítica rotacionada também mostrando movimento dextral (19°48'24,9"S/41°46'59,2 W). 9) Fotografia de rocha do CP, projeção estereográfica e fotomicrografia mostrando foliação envolvendo cristais de quartzo recristalizados em padrão sigmoidal (19°48'40,4"S/41°44'33,8"W). Bt = biotita, Cb = carbonato, Cpx = clinopiroxênio, Fsp = feldspatos, Grt = granada, Hbl = hornblenda, Opx = ortopiroxênio, Pl = plagioclásio, Qz = quartzo, Ttn = titanita.

No seu extremo leste, ocorrem ortognaisses do Complexo Pocrane, apresentando bandamento com atitudes de 095/65 e lineação de estiramento 040/57, com lineação de estiramento mineral caracterizando falha reversa com componente transcorrente dextral. Seguindo para oeste, observa-se a mesma rocha, com bandamento 145/50, marcando uma falha inferida **Erro! Fonte de referência não encontrada.**, uma vez que, a W deste ponto, o bandamento observado possui mergulho mais suave, 077/20, e lineação *down dip*. Paralelo ao bandamento ocorre uma rocha granítica foliada, formando uma soleira entre o bandamento do CP. O contato entre essas duas unidades é marcado por falhas inferidas.

Na parte central do perfil, com orientação SW–NE, ocorre uma soleira de rocha granítica entre o bandamento gnáissico do CP.

Na porção mais à oeste do perfil, assim que o perfil muda de direção para E-W, tem início o limite inferido de uma zona de cisalhamento, representando o bandamento gnáissico, com atitude 120/55, sendo truncado por planos de cisalhamento,  $S_{n+1}$ , orientado 130/15. O limite oeste dessa zona de cisalhamento apresenta gnaisses dobrado com foliação de atitude 085/55. A partir deste ponto, foi interpretada uma sequência de dobras assimétricas, dado que no extremo oeste do perfil ocorrem rochas do Complexo Juiz de Fora, com atitude 207/80. O contato entre essas duas unidades é marcado por uma falha reversa inferida.

#### *PERFIL 8*

Partindo das proximidades de Santa Luzia de Caratinga, este perfil estende-se até a localidade de Santa Filomena (Figura 3.11).

Este perfil apresenta similaridades com o anterior. Partindo de sua extremidade noroeste, ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora apresentam azimute do bandamento 290 e mergulho variando de 75 a 43°. O contato dessa unidade com o Complexo Pocrane se dá por falha reversa com topo rumo oeste, a continuidade do corpo do CP apresenta dobras assimétricas, até o contato com uma falha reversa, a sudeste, com orientação 080/80. A partir daí as rochas mostram atitudes com direção dos planos variando de SE para E e mergulhos variando de 65 a 85.

Próximo ao contato com a rocha granítica, a foliação apresenta atitude de 353/80, sendo interpretada como uma falha majoritariamente transcorrente, com sutil componente reverso. A NE da rocha granítica, as rochas do CP apresentam-se migmatizadas, o que pode estar relacionado à intrusão granítica.

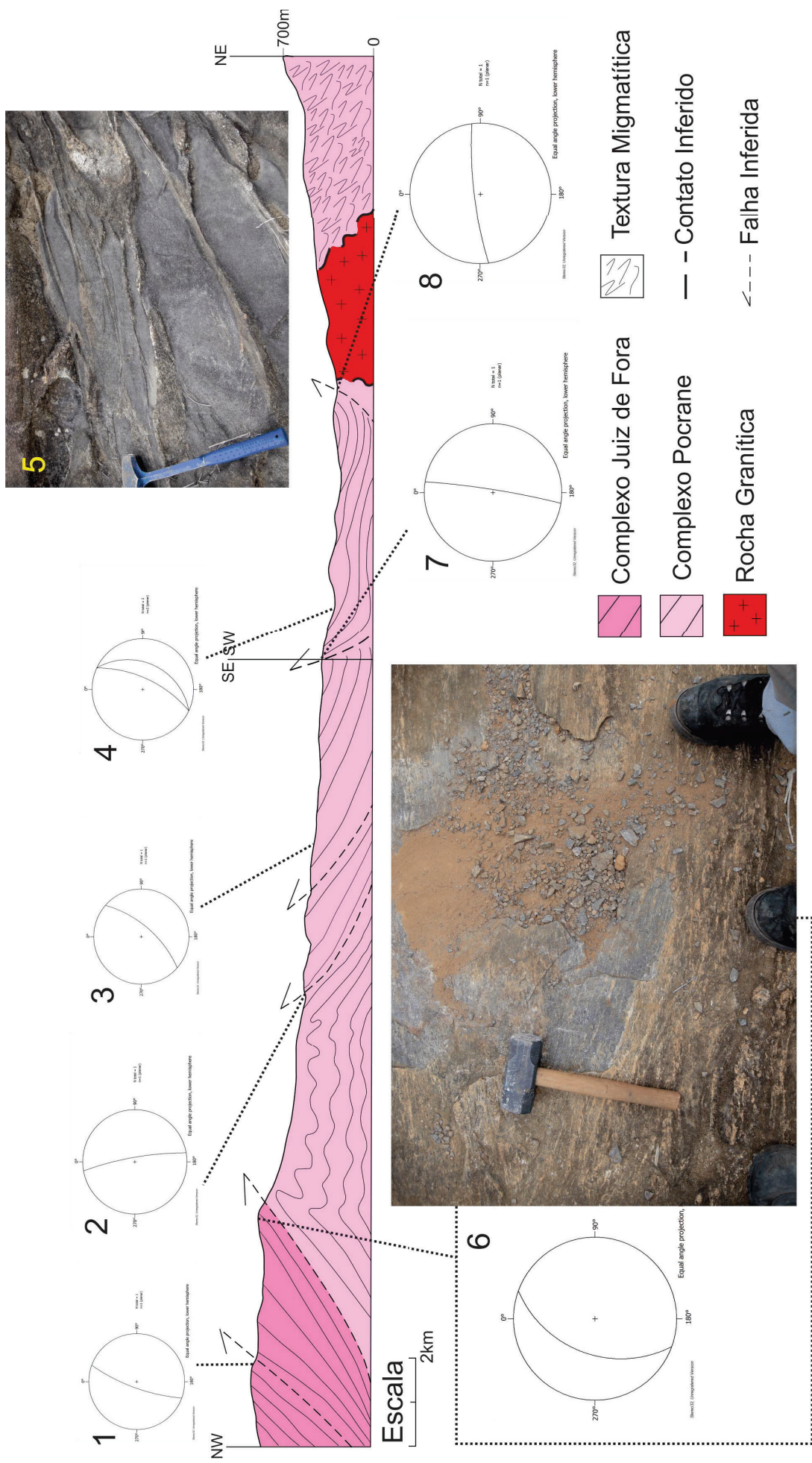


Figura 3.11: Perfil 8. 1) Projeção estereográfica (19°54'26,9"S/41°59'45,2"W). 2) Projeção estereográfica (19°56'11,1"S/41°55'22,9"W). 3) Projeção estereográfica (19°56'32,2"S/41°53'49"W). 4) Projeção estereográfica (19°58'32,7"S/41°53'7,2"W - 19°57'58,6"S/41°51'29,5"W). 5) Fotografia de rocha migmatítica do CP (19°59'7,3"S/41°48'12,9"W). 6) Fotografia de ortogneisse bandado do CJF e projeção estereográfica (19°58'26,6"S/41°53'43,5"W). 7) Projeção estereográfica (19°58'26,6"S/41°53'43,5"W). 8) Projeção estereográfica (19°57'51,9"S/41°50'27,2"W).

### *PERFIL 9*

Este perfil estende-se das proximidades da localidade do Jequitibá, a NW, até a serra do Caparaó, a SE (Figura 3.12).

No extremo NW deste perfil, aflora uma rocha granítica foliada, em contato com rochas migmatíticas do Complexo Pocrane. Este contato é marcado por uma falha reversa inferida, de atitude 088/67.

Seguindo para SE, os migmatitos dão lugar a ortognaisses bandados, do CP, com atitude 033/46. As rochas dessa unidade são cavalgadas por rochas metassedimentares da Megassequencia Andrelândia (granada-biotita gnaisse com intercalações de quartzito e rocha calcissilicática), marcadas por uma falha inferida. Essa unidade encontra-se indivisa.

No SE do perfil, as rochas do Complexo Juiz de Fora, representadas pela Suíte Caparaó, encontram-se em contato tectônico reverso sob as rochas da Megassequencia Andrelândia. Dentro desta última unidade, são observadas inúmeras estruturas associadas a falhamentos transcorrentes, podendo não ter componente reversa. No extremo sudeste, afloram rochas migmatíticas do CJF.

### *PERFIL 10*

Este perfil estende-se, a NW, das proximidades do município de Pequiá, até o município de Iúna, a SE. Próximo ao município de Pequiá, aflora uma rocha granítica foliada, sendo cavalgada por ortognaisses bandados do Complexo Juiz de Fora. O contato entre essas unidades é marcado por uma falha reversa inferida, com atitude aproximada de 035/40. Os ortognaisses do CJF encontram-se sobrepostos por ortognaisses bandados do Complexo Pocrane. Estes últimos apresentam-se dobrados segundo dobras abertas e suaves, com leve caimento para N/NNE. Localmente ocorrem gnaisses migmatíticos. As superfícies dobradas dos bandamentos também apresentam superfícies de cisalhamento, com foliação marcada pela biotita, além da presença de duas foliações, observadas em lâminas delgadas, identificando estruturas do tipo S-C. Neste contexto essas estruturas refletem uma deformação progressiva marcada por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, interpretadas como um patamar sub-horizontal de uma frente de cavalgamento com rampas a oeste e a leste (Figura 3.13).

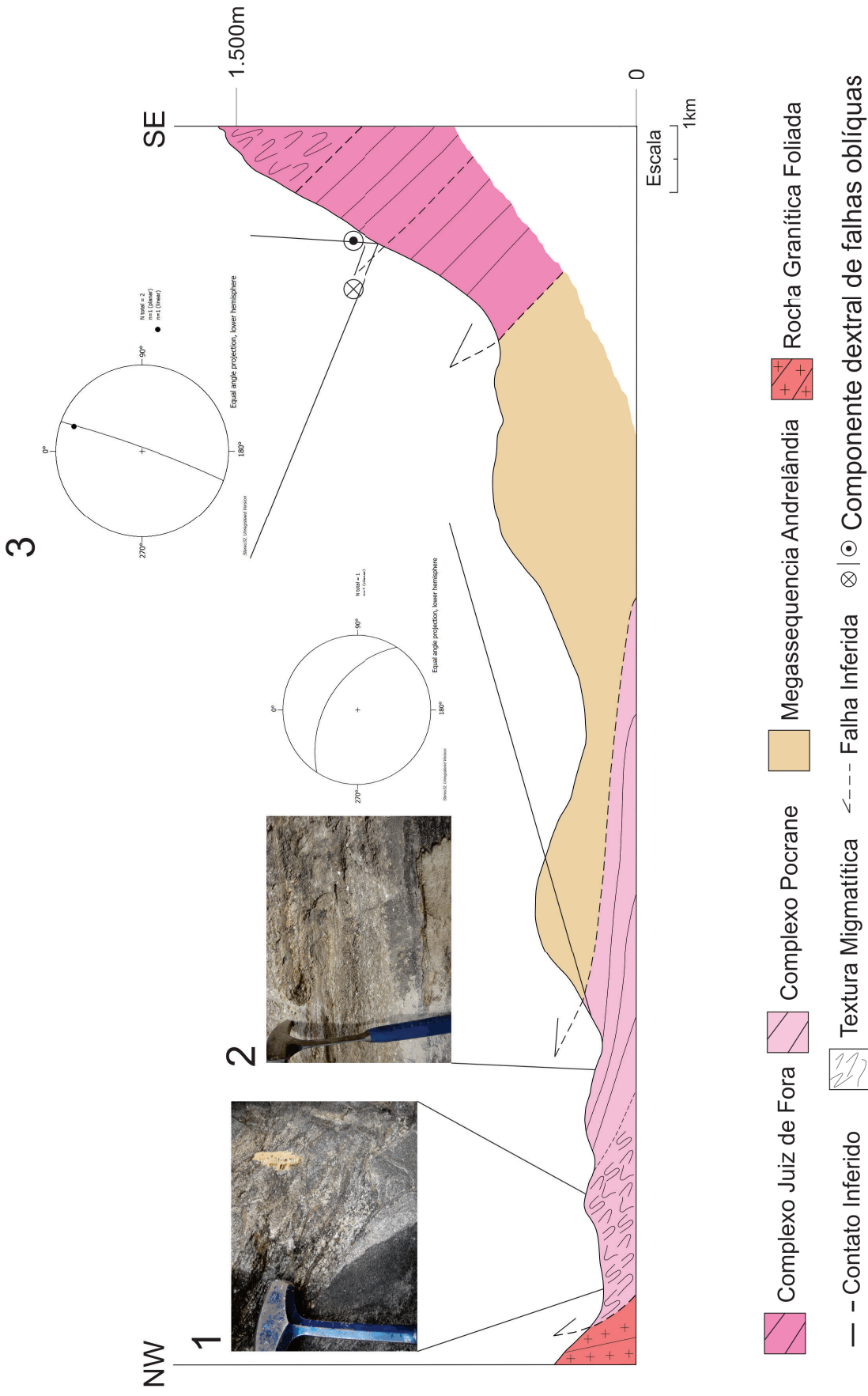


Figura 3.12: Perfil 9. 1) Fotografia de rocha migmatítica do CP (20°16'54,4"S/ 41°58'26,1"W). 2) Fotografia de rocha bandada do CP e projeção estereográfica (20°19'26,2"S/41°57'41,5"W). 3) Projeção estereográfica com medida de alongamento de estiramento mineral (20°24'39,47"S/41°50'8,43"W).



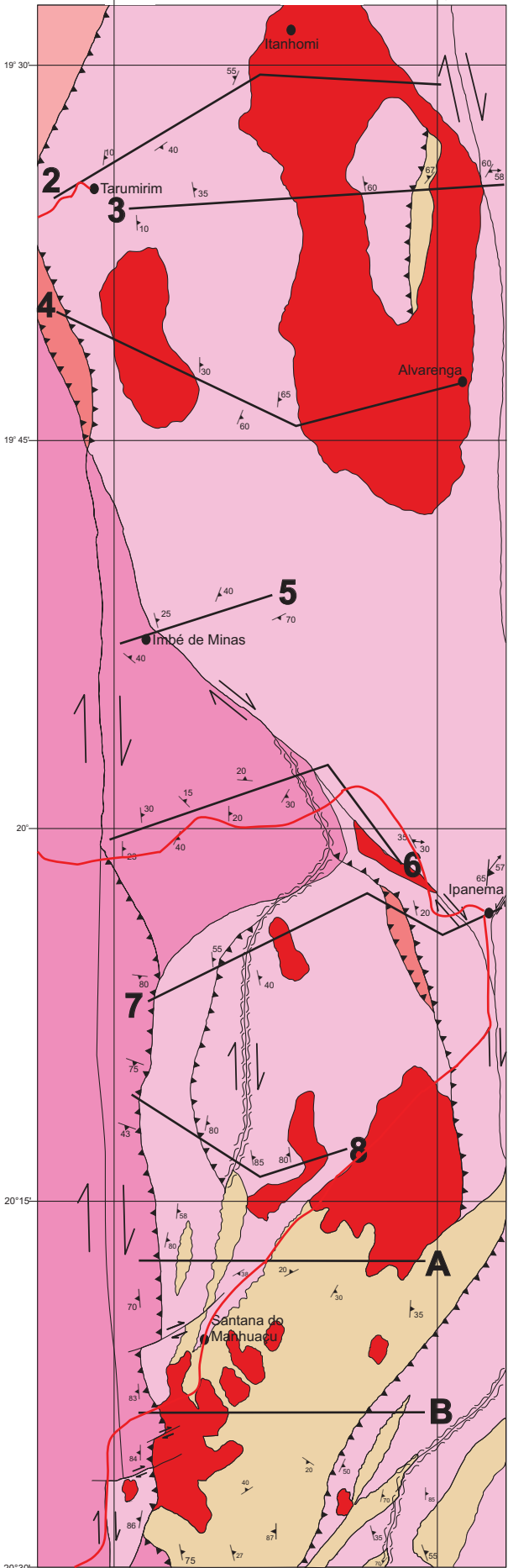
Em direção ENE, os ortognaisses bandados dão lugar a rochas migmatíticas. Na inflexão de direção para NW-SE, aflora uma rocha rica em quartzo sacaroidal, contendo biotita subordinada e óxidos e hidróxidos de ferro, entendida como sendo produto de remobilização de fluidos em zona de cisalhamento, marca falha de carácter reverso. Na sequência a sudeste, verifica-se a continuidade dos migmatitos do CP, até o seu encontro com a rocha granítica, marcado por um contato inferido.

Com base apenas nos dados coletados neste trabalho, foram feitos um mapa geológico (Figura 3.14) e um bloco diagrama da região (Figura 3.15) entre os perfis 1, a norte, e A, a sul, para uma melhor compreensão das estruturas das relações entre elas. Nota-se que as grandes estruturas seguem o padrão descrito por Silva (2010) para a Zona de Cisalhamento Manhuaçu-Santa Margarida, que em sua porção central é dominada por falhas transcorrentes dando lugar para falhas de empurrão em sua terminação norte.

### *RELAÇÕES ESTRUTURAIIS*

A partir da relação foliação/lineação/indicador cinemático foi definido a orientação preferencial do esforço majoritário durante diferentes etapas do cisalhamento. A análise das estruturas visa verificar variações na orientação das principais tensões atuantes no cisalhamento ( $\sigma_1$ ), assim como definir padrões entre as zonas no decorrer do feixe de cisalhamento. A partir desta análise foram divididos três grupos de Zonas de Cisalhamento (Figura 3.16), que respeitam ordem cronológica da deformação, sendo o Grupo 1 o primeiro a se formar, seguido pelos Grupos 2 e 3. O primeiro grupo é o de maior ocorrência, representado por cisalhamento reverso com topo para W, a lineação de estiramento mineral é *down dip*, “lineação a” na nomenclatura de Sander. Invariavelmente a lineação mostra obliquidade de pequeno ângulo em relação à linha de máximo declive do plano da falha, neste caso têm-se transpressão, com movimento lateral exclusivamente dextral. O Grupo 2 é o de ocorrência mais restrita, aparece na região de Santana do Manhuaçu, marca cisalhamento reverso com topo para E, a lineação de estiramento mineral tende a apresentar relação *down dip* com o plano da falha caracterizando movimento reverso puro. A gênese dos Grupos 1 e 2 é concomitante, sendo o cisalhamento do Grupo 2 resultante de retrocavalgamentos associados às Zonas de Cisalhamento do Grupo 1. O Grupo 3 aborda o cisalhamento com componente transcorrente predominante, os dados são extremamente consistentes marcando um feixe de cisalhamento transcorrente dextrógeno. Esse grupo tem gênese tardia e é de carácter local, geralmente descreve zonas secundárias às principais geradas o Grupo 1.

# Mapa geológico da região entre os municípios de Itanhomi e Santana do Manhuaçu (MG).



## UNIDADES LITOLÓGICAS

### NEOPROTEROZOICO

- Rochas graníticas indeformadas.
- Rochas graníticas foliadas
- Rochas metassedimentares indiferenciadas da Megassequencia Andrelândia

### PALEOPROTEROZOICO

- COMPLEXO POCRANE**  
Biotita gnaíse cinza de granulação fina a média, localmente migmatítico. As bandas félsicas, quartzo-feldspáticas, mais espessas que as máficas. Tem como mineral máfico principal a biotita, com hornblenda menos comum. Porfiroclastos de plagioclásio e agregados quartzo-feldspáticos envolvidos por matriz rica em biotita são feições comuns.
- COMPLEXO JUIZ DE FORA**  
Ortognaisse de composição diorítica a granítica, finamente bandado e granulação fina a média, localmente migmatítico. Coloração esverdeada, e cinza quando alterados. Bandas félsicas ricas em plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e quartzo. Bandas máficas constituídas de ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio menos comuns.
- COMPLEXO MANTIQUEIRA**  
Biotita-anfíbóio ortognaises bandados de composição tonalítica a granítica, com enclaves concordantes de anfibolito, localmente migmatítico. Bandamento sub-horizontal.

### Convenções Geológicas

- Falha Reversa
- Foliação
- Zona de Cisalhamento
- Transcorrência de sentido dextral
- Localização dos perfis
- Contato litológico
- Transcorrência de sentido sinistral
- Foliação com lineação de estiramento mineral

### Convenções Cartográficas

- Rodovia
- Cidades e povoados

Escala 1:250.000

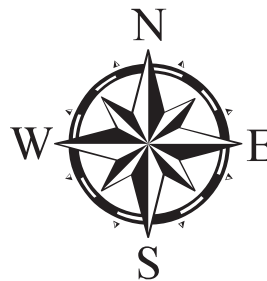


PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MECATOR  
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39°W. Gr.  
Acrescidas as constantes 10.000 km e 500 km, respectivamente.  
Datum horizontal: WGS84  
Declinação magnética da folha 22°48'W, com variação anual de 5'W.

Mapa geológico confeccionado a partir de dados obtidos em trabalho de campo e sensoriamento remoto. Fruto da dissertação de mestrado: Caracterização Litoestrutural do Embasamento do Orógeno Araçuaí entre os Municípios de Iúna (ES) e Governador Valadares (MG). Programa de pós-graduação em geologia. IGC-UFMG.

AUTORIA:  
Paulo Zaeyen de Oliveira e Silva  
ORIENTADOR:  
Tiago Amâncio Novo

2016



### Mapa de Localização

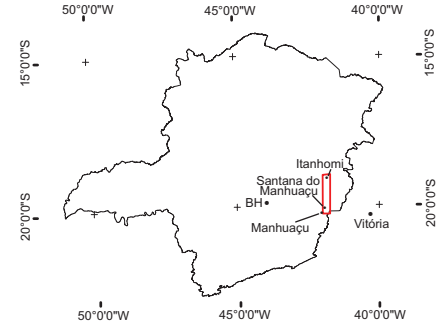


Figura 3.14: Mapa Geológico

### Bloco diagrama com as principais estruturas da região entre os municípios de Itanhomi e Santana do Manhuaçu (MG).

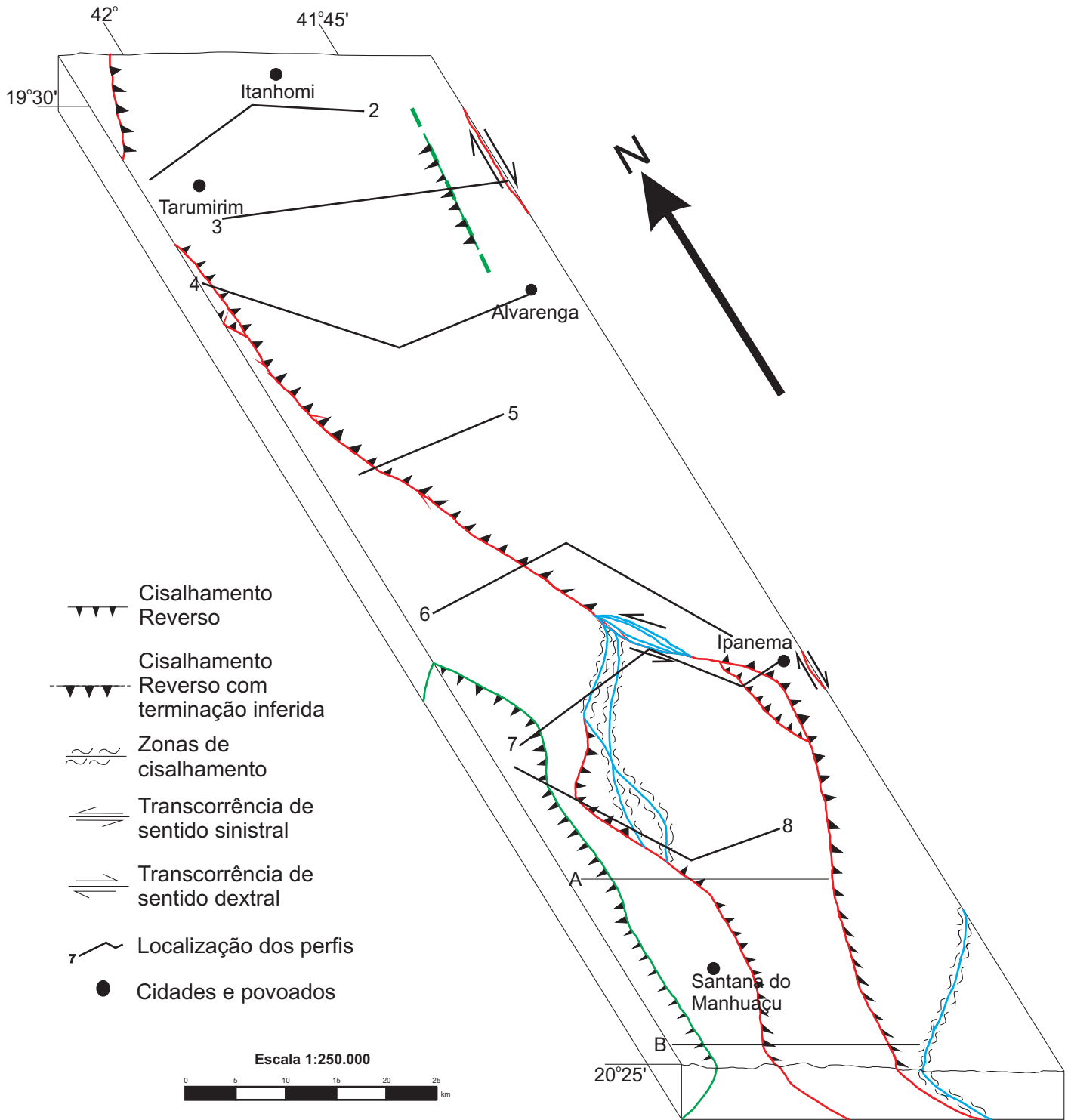


Figura 3.15: Bloco Diagrama

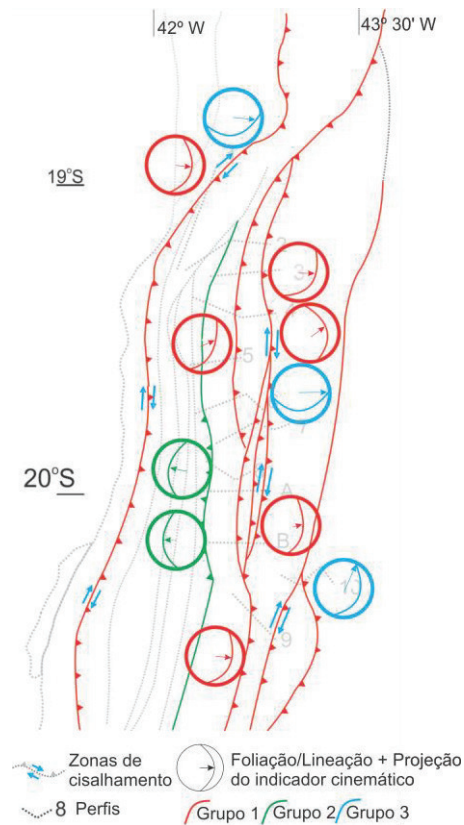


Figura 3.16: Traço das principais zonas de cisalhamento com projeções estereográficas para principais medidas de foliação e lineação de estiramento mineral associados a indicador cinemático.

### *CRESCIMENTO DAS ZONAS DE CISALHAMENTO*

Zonas de cisalhamento tendem a se formar e expandir segundo a direção mais fraca da rocha, seja ela camadas micáceas, zonas parcialmente fundidas, diques, etc. A partir de seu surgimento, as zonas de cisalhamento tratadas neste artigo têm crescimento seguindo o Padrão IV de Fossen (2012), i.e., a zona cresce em espessura e a deformação aumenta das margens em direção ao centro. As margens registram o último incremento deformacional (Grupo 3), enquanto a parte central registra toda a história deformacional (Grupos 1 e 2). Porém o desenvolvimento das zonas não é homogêneo, intrusões e soleiras graníticas sin cisalhamento levam a um rearranjo na distribuição dos esforços, com concentração da deformação em seu entorno, deixando a parte ativa da zona menos espessa. Neste caso em particular a zona de cisalhamento apresenta crescimento Padrão II de Fossen (2012).

### **3.5 - Conclusões**

Dados litoestruturais do embasamento da porção meridional do Orógeno Araçuaí foram obtidos a partir de doze perfis na região denominada núcleo cristalino orogênico. O foco se deu no feixe de cisalhamento Manhauçu-Santa Margarida, entre as Zonas de Cisalhamento de Abre Campo e Guaçuí.

O Feixe de Cisalhamento apresenta zonas cuja espessura cresce e a deformação aumenta das margens em direção ao centro. As zonas podem ser divididas em três grupos, o primeiro é representado por cisalhamento reverso com topo para W, com lineação de estiramento mineral *down dip*. Apresenta variações para transpressões dextrais. O segundo grupo marca cisalhamento reverso puro com topo para E, este grupo é de ocorrência restrita à região de Santana de Manhuaçu. O Grupo 3 constitui zonas com componente transcorrente dextral predominante.

Algumas feições são válidas de atenção especial:

As falhas do Grupo 2, descritas nos perfis 7, 8, A e B, foram consideradas reflexo de uma estrutura em flor, na qual observou-se apenas uma das bordas, cuja gênese estaria associada ao cisalhamento do Grupo 1. Estes retrocavalgamentos ainda não haviam sido cartografados, são descritos pela primeira vez neste trabalho, e empurram rochas granulitizadas do Complexo Juiz de Fora sobre rochas de fácies anfibolito do Complexo Pocrane. O que leva a outro viés, os limites cartografados para o Complexo Pocrane devem ser repensados, dado que a ocorrência desta unidade é no mínimo duas vezes maior do que a registrada em mapas atuais.

As falhas reversas com convergência para SE presentes nos perfis 2, 3 e 7 podem ser interpretadas como reflexo de estruturas sigmoidais observadas em imagens de satélite, que serviriam como estruturas de transferência de deformação entre grandes zonas de cisalhamento regionais, assemelhando-se a megaestruturas S-C.

O Grupo 3 aborda o cisalhamento com componente transcorrente predominante, os dados são extremamente consistentes marcando um feixe de cisalhamento transcorrente dextrógeno, com raros cisalhamentos antitéticos de menor proporção (interpretados como cisalhamentos locais de ajuste de massa), como visto no extremo leste do perfil 7.

#### **4. GEOLOGIA DA REGIÃO DO CAPARAÓ**

O presente capítulo aborda a Geologia da região do Parque Nacional do Caparaó com ênfase no aspecto estrutural. Deu-se atenção especial a esta área por possuir grande quantidade de afloramentos (chega-se a caminhar nove quilômetros sobre afloramentos *in situ*), o que auxilia o entendimento da complexidade estrutural. Para confecção deste capítulo foram utilizados dados colhidos pelo autor durante diversas campanhas de campo na região, assim como dados levantados por quatro trabalhos de graduação (Hoerlle & Silveira, 2015; Barroso & Figueiredo, 2015; Rosa & Amaral, 2015; Laranjeira & Machado, 2015) em que o autor atuou como co-orientador; grande parte das ilustrações foram gentilmente cedidas pelos autores dos trabalhos de graduação supracitados.

O capítulo foi subdividido visando a forma mais didática de dispor os dados; inicialmente há a introdução dos aspectos gerais abordando de forma sintética os litotipos aflorantes, suas principais texturas e assembleia mineral. Subsequente são apresentados os dados estruturais, por fim tem-se discussão atrelada aos dados obtidos nos perfis descritos no capítulo anterior.

#### 4.1. Unidades Litológicas e Metamorfismo

A região do Caparaó é constituída por rochas de alto grau metamórfico, refletindo o profundo nível crustal ali exposto. Os litotipos encontram-se majoritariamente orientados por contatos tectônicos que configuram zonas de cisalhamento com trend N a NNE. A compartimentação litoestratigráfica contempla basicamente três unidades maiores: rochas paraderivadas de idade neoproterozóica, rochas ortoderivadas de idade paleoproterozóica e intrusões graníticas do Brasiliano. A disposição de tais litologias na área mapeada, bem como seu arranjo na escala de tempo está representada no bloco diagrama (Figura 4.1) e no Mapa Geológico simplificado (Figura 4.2) abaixo. A nomenclatura estratigráfica adotada neste trabalho foi baseada em Noce *et al.* (2003, 2006) e Novo *et al.* (2012).

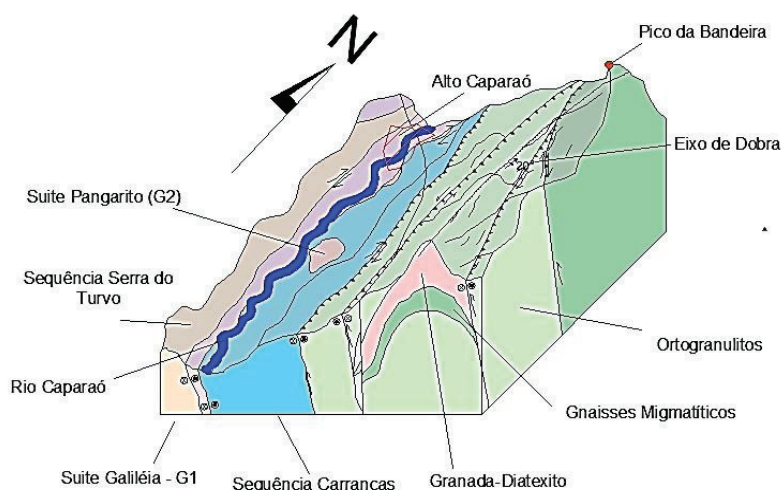


Figura 4.1: Bloco diagrama representativo da disposição das litologias da região centro-oeste da Serra do Caparaó. Detalhe para localização relativa do município de Alto Caparaó.

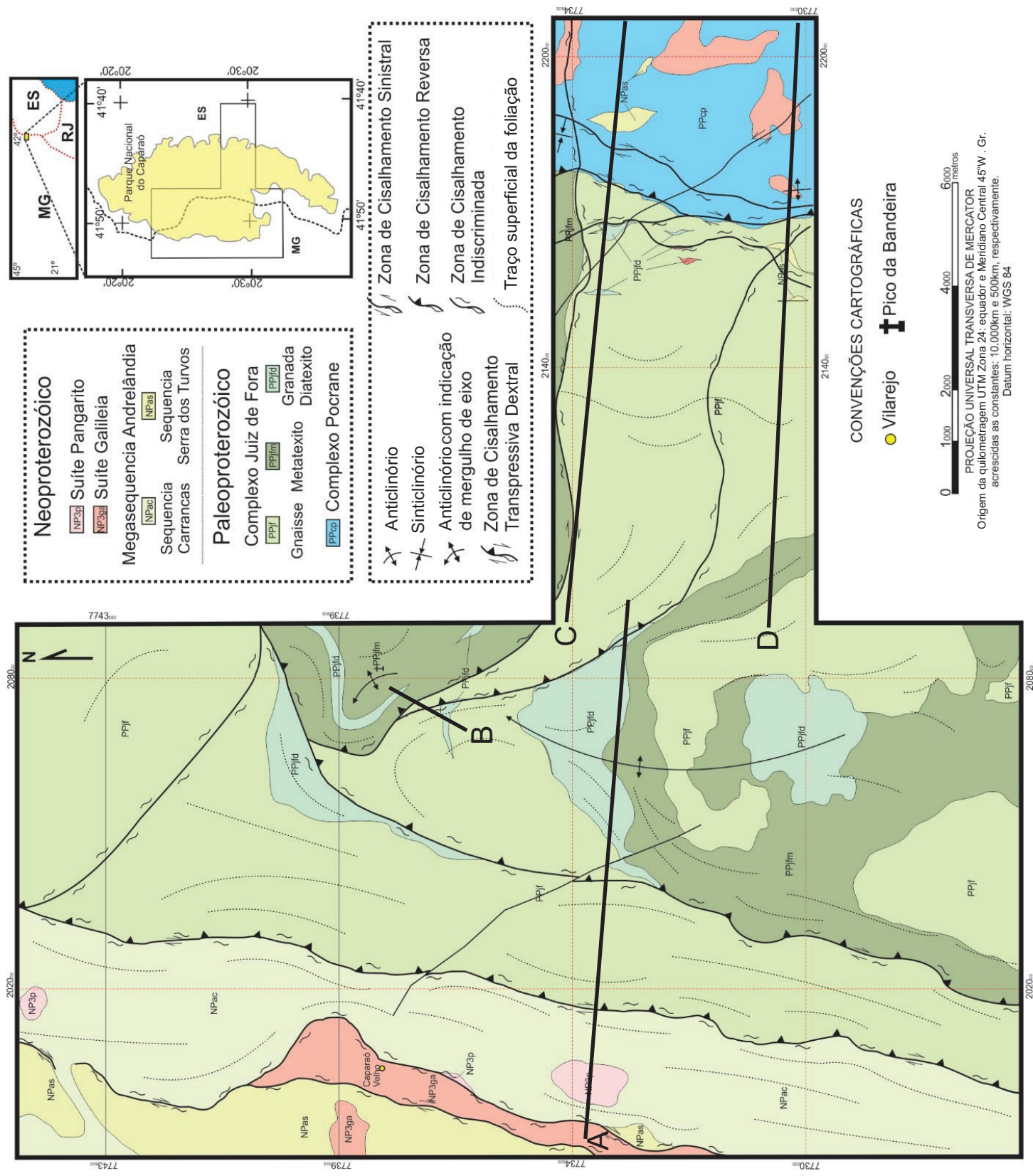


Figura 4.2: Mapa Geológico simplificado da região do Parque Nacional do Caparaó.

#### 4.1.1. COMPLEXO JUIZ FE FORA

O litotipo predominante nessa unidade é um gnaiss ortoderivado que se encontra migmatizado em proporções diversas, permitindo a individualização em três subunidades: ortognaisses granulíticos, gnaiss migmatíticos (metatexito) e granada-diatexito, sendo que nos primeiros foi observada a presença de hornblenda-piroxenitos dispostos na forma de encraves. Grande parte dos afloramentos do Complexo Juiz de Fora são formados por mais de um dos litotipos supracitados, dado que o contato entre as rochas não é brusco, sendo majoritariamente transicional.

##### *Ortognaisses granulíticos*

As rochas referentes a esta unidade são as mais abundantes na região do Caparaó, encontram-se distribuídas na porção central do parque, sendo representadas por hornblenda-hiperstênio gnaisses, esverdeados de granulação fina a média e bandamento milimétrico a centimétrico (Figura 4.3). Tem composição granodiorítica a tonalítica e textura granonematoblástica. As bandas máficas são compostas por ortopiroxênio (25%), clinoanfíbólio (25%) e biotita secundária, sendo os últimos oriundos em parte por processo moderado de uralitização, refletindo retrometamorfismo nas rochas que teria se estabilizado em fácies anfíbolito (Figura 4.4). Bandas félsicas contemplam quartzo (20%) e plagioclásio (30%) e feldspato potássico subordinado. Epidoto e óxidos ocorrem como mineralogia acessória. Os ortognaisses apresentam foliação paralela ao bandamento composicional, definida principalmente pela orientação dos cristais de hiperstênio e hornblenda, tornando-se milonítica quando se encontra nas proximidades de zonas de cisalhamento. Comumente apresenta encraves máficos (hornblenda-piroxenitos), identificados por serem rochas escuras, de granulação média e textura decussada que se encontram ora estirados segundo a foliação principal, ora seccionados por esta.

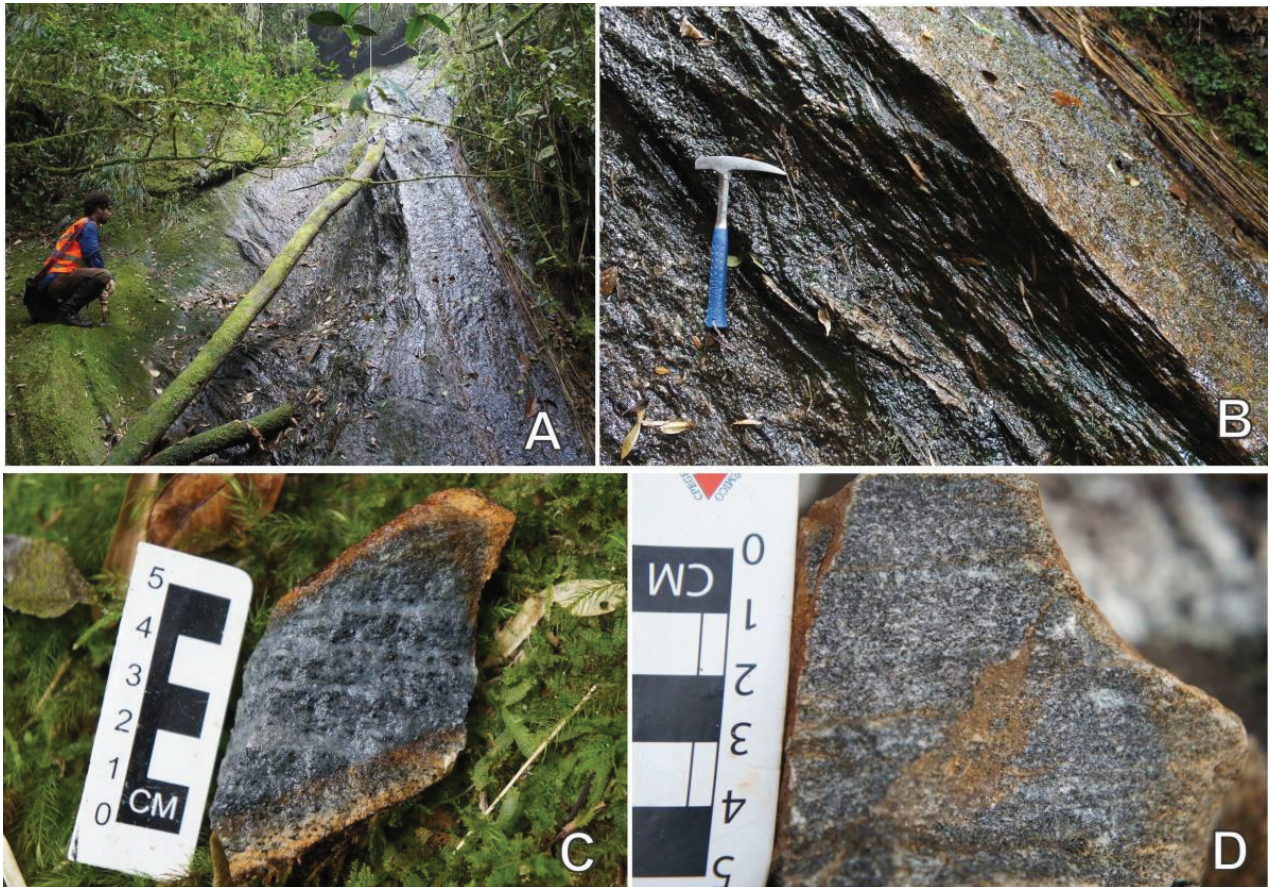


Figura 4.3: A) Ortognaisse do Complexo Juiz de Fora aflorando; B) Bandamento e foliação gnáissica ressaltados pelo intemperismo; C e D) Feição clássica do ortognaisse que ocorre na Serra do Caparaó. Coordenada UTM 212074/7731611.

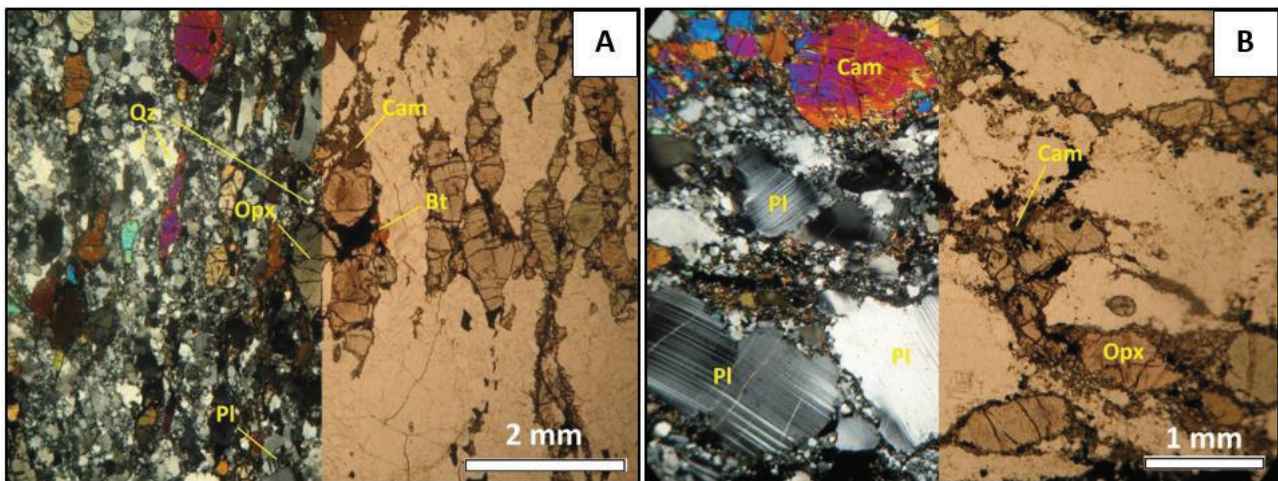


Figura 4.4: Fotomicrografia de ortognaisse granulítico com detalhe para bordas de alteração em ortopiroxênio para clinofibólio e biotita respectivamente. Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Cam: clinofibólio; Opx: ortopiroxênio; Qz: quartzo.

#### *Gnaisse Migmatítico - Metatextito*

Ocorrem como produtos do princípio da anatexia de ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora. Descrevem corpos encurvados, reflexo de sua localização na zona de charneira de um

antiforme de proporções quilométricas delineado pela Serra do Caparaó (Figuras 4.1 e 4.4). É compartimentado em Paleossoma e Neossoma (Leucossoma e Melanossoma). O Paleossoma é o ortogneisse descrito no item anterior, comumente de composição tonalítica, coloração cinza-esverdeada, finamente bandados. O melanossoma forma porções milimétricas a centimétricas de material piroxenítico/biotítico de granulação fina. O leucossoma apresenta granulação mais grossa, caracterizado por material quartzo-feldspático. Estruturas migmatíticas predominantes são dobrada, *schollen*, flebítica, estromática e *schlieren* (Figura 4.5).

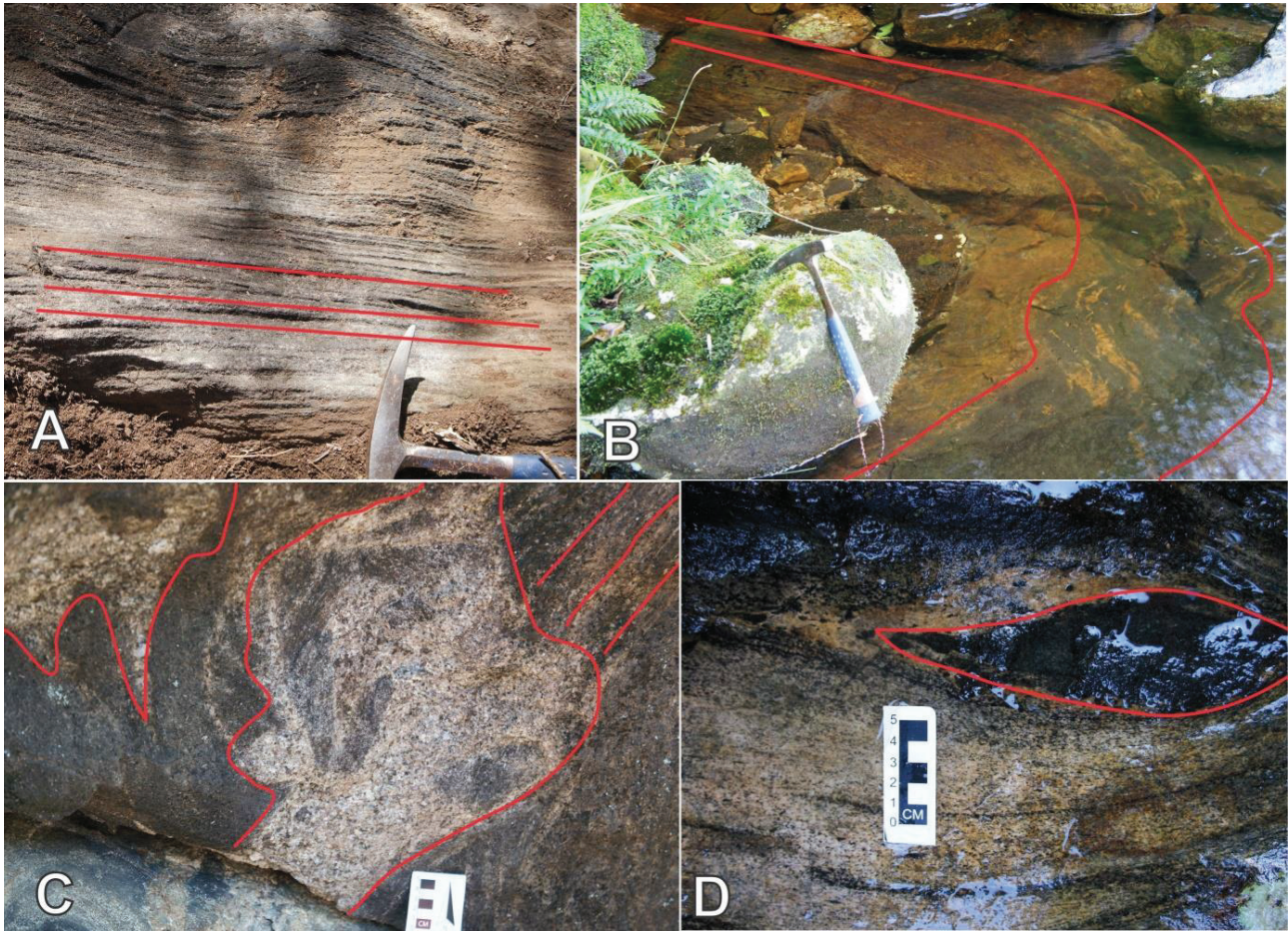


Figura 4.5: Estruturas migmatíticas do Complexo Juiz de Fora: A) estromática; B) dobrada; C) flebítica; D) *schlieren*. Coordenadas UTM dos pontos das fotos A e C 216025/7730502, coordenadas UTM do ponto da foto B 213247/ 7731823 e coordenadas UTM do ponto da foto D 214911/ 7731325.

### *Granada-Diatexito*

São rochas de ocorrência restrita, afloram essencialmente em corpos alongados alinhados e estirados em zonas de cisalhamento (podendo registrar foliação milonítica), ou com feições ígneas preservadas em zonas de charneira (aparenta fluido anatético “empossado” em região de baixa pressão). Apresentam textura porfiroblástica, granulação fina a média e coloração cinza-esbranquiçada (Figuras 4.6A e 4.6B). Sua composição essencial contempla quartzo (65%), porfiroblastos de granada (15%), feldspato potássico (15%) e plagioclásio (5%) subordinado (Figuras

4.6 C e D). Os porfiroblastos de granada podem atingir até 5 cm de maior diâmetro. Biotita foi identificada como mineralogia secundária na rocha e, de forma acessória, pode-se caracterizar a presença de zircão, rutilo e óxidos. O Granada Diatexito resulta da anatexia extrema do ortognaisse onde a cristalização de granada e k-feldspato ocorre pela reação biotita + plagioclásio + quartzo => granada + k-feldspato + *melt*, quando tem-se altas temperaturas ( $800^{\circ}\text{C} < T < 950^{\circ}\text{C}$ ; Carvalho *et al.*, 2015).

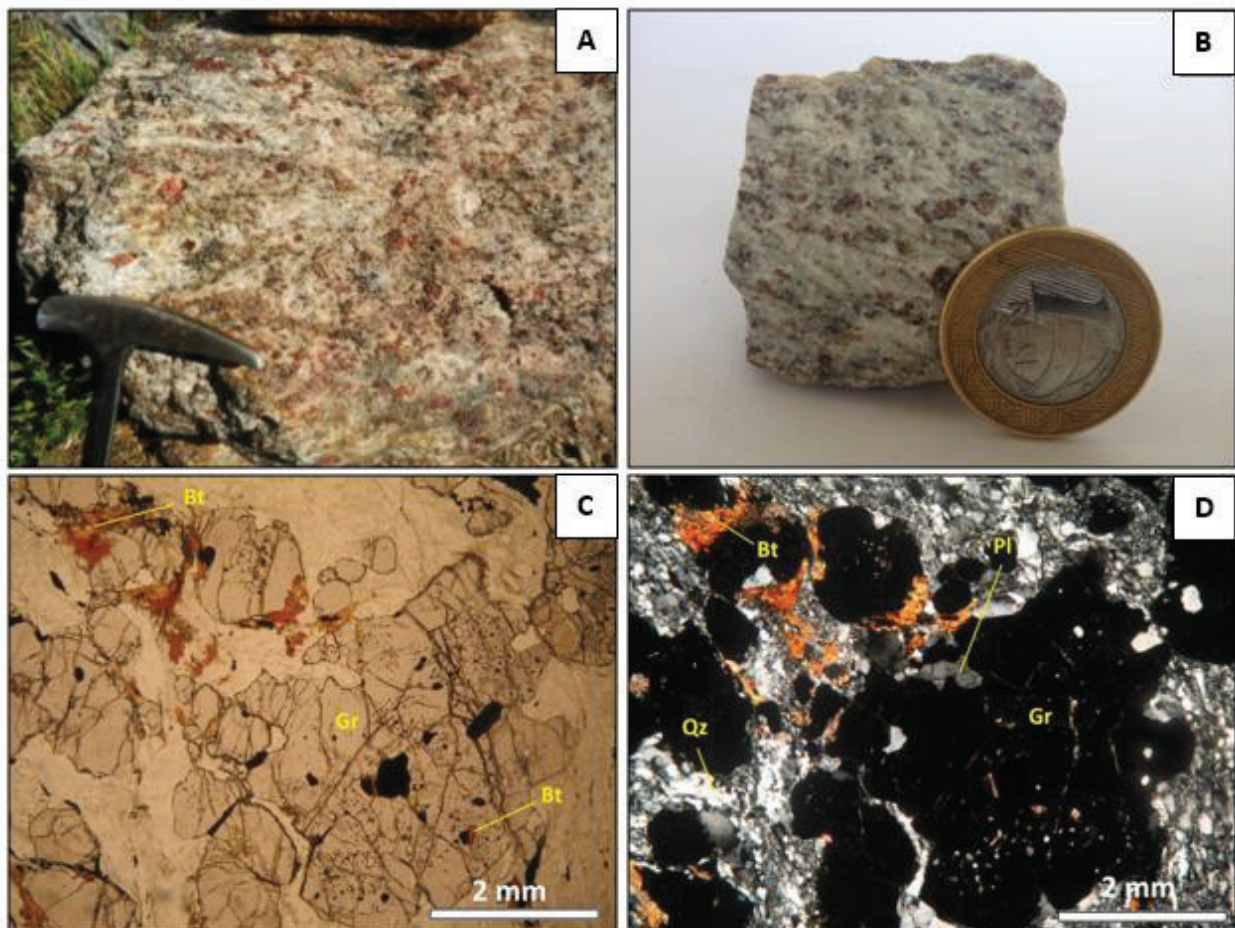


Figura 4.6: A) Bloco de granada-diatexito nas proximidades do Pico da Bandeira, UTM: 207970/7737484 ; B) Amostra de mão de granada-diatexito; C) Fotomicrografia com nicóis paralelos de granada-diatexito; D) Fotomicrografia com nicóis cruzados de granada-diatexito. Gr: granada; Bt: biotita, Qz: quartzo; Pl: plagioclásio.

#### 4.1.2. COMPLEXO POCRANE

Restringe-se à porção leste da área mapeada, encontra-se em contato inferido com rochas do Complexo Juiz de Fora. É representado por ortognaisse de coloração cinza, bandamento centimétrico (sendo as fêlsicas mais espessas e predominantes), granulação fina a média e textura granolepidoblástica. Composto por hornblenda (35%), quartzo (20%), biotita (18%), plagioclásio (12%), epidoto (7%) e microclina (5%). Titanita, apatita e opacos ocorrem como minerais acessórios

(Figura 4.8). A feição característica desta unidade são porfiroclastos de feldspato centimétricos que ressaltam na superfície dos afloramentos (Figura 4.7). Os augens são alongados, envolvidos pela foliação e orientados segundo a mesma. Quando apresentam evidências cinemáticas, têm formato sigmoidal e se relacionam a zonas de cisalhamento. Intercalados e alongados segundo o bandamento gnáissico ocorrem encraves máficos centimétricos a métricos, de granulação fina e composição biotítica. Frequentemente os gnaisses estão migmatizados em diferentes graus. As principais estruturas migmatíticas observadas foram: oftalmítica, estromática, agmática, flebítica, ptigmática e schlieren; sendo que a estromática é a mais frequente.

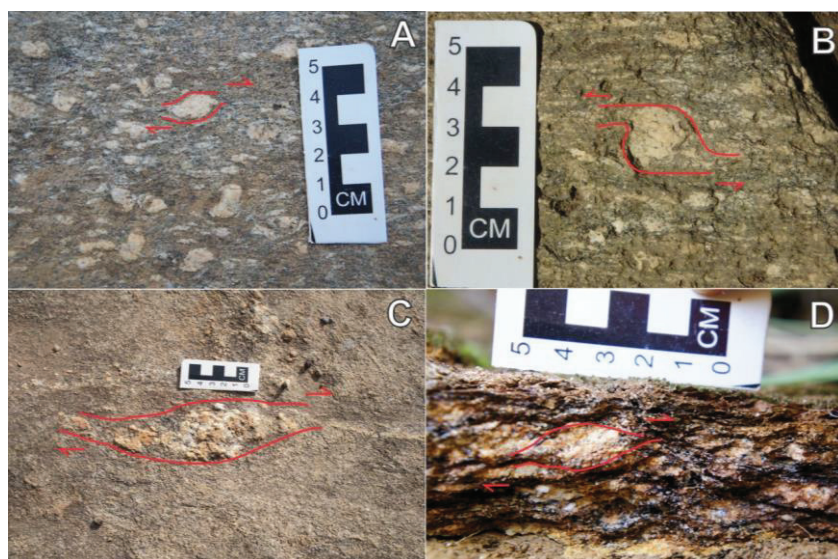


Figura 4.7: Augens feldspatos centimétricos, com diferentes cinemáticas, ressaltados na superfície dos afloramentos. A) Cinemática dextral, coordenadas UTM 217603/7732470; B) Cinemática sinistral, coordenadas UTM 222339/7731868; C) Cinemática dextral, coordenadas UTM 218763/7734638; D) Cinemática dextral, coordenadas UTM 219196/ 7734875.

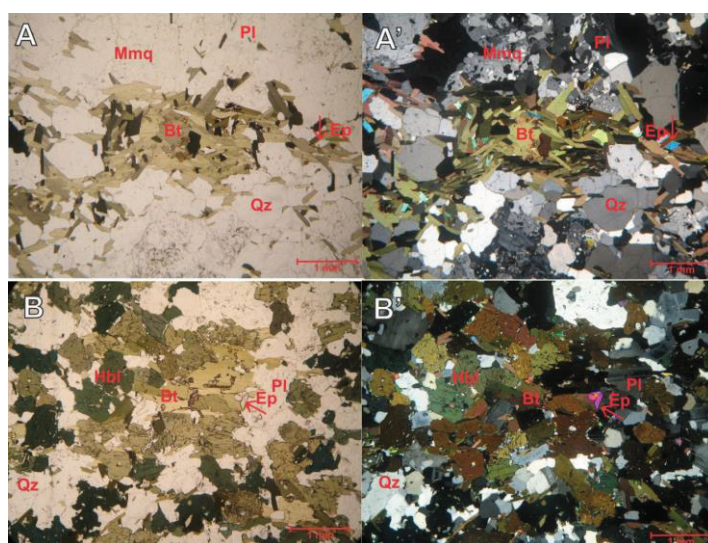


Figura 4.8: Composição mineral do ortogneisse (A, A') e migmatito (B, B') do Complexo Pocrane. Fotomicrografias feitas com nicóis paralelos (A, B) e cruzados (A', B'). A/A') Granitoide rico em quartzo. B/B') Granodiorito. Qz: quartzo; Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Mmq: mirmequita.

#### 4.1.3. MEGASSEQUENCIA ANDRELANDIA

Esta unidade é representada na região do Caparaó pelas sequências Carrancas e Serra do Turvo. A deformação associada ao elevado grau metamórfico da região do Caparaó impossibilita a identificação de estruturas primárias, a correlação foi realizada tomando como base o protólito dos gnaisses e xistos descritos a seguir.

##### *Sequência Carrancas*

Esta unidade ocupa grande faixa na porção oeste da Serra do Caparaó, alongado em direção norte-sul, em contato tectônico a leste com o conjunto de rochas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora. Constitui gnaisses paraderivados de coloração bege clara, textura porfiroblástica, inequigranulares. Apresenta foliação paralela ao bandamento milimétrico (Figura 4.9) subverticalizado, frequentemente se encontra dobrado. As bandas máficas são compostas majoritariamente por biotita (15%) e óxidos, ao passo que as bandas félsicas são compostas por quartzo (50%), plagioclásio (15%) e feldspato potássico subordinado (10%). A ocorrência de porfiroblastos de granada (10%) também foi registrada, os quais se encontram distribuídos tanto em bandas melanocráticas quanto leucocráticas. Como mineralogia acessória foi observada a presença de zircão e epidoto. A foliação é definida principalmente pelo estiramento de cristais de quartzo que compõe ribbons paralelas à orientação das bandas compostas por biotita. Comumente a foliação exibe aspecto anastomosado, envolvendo, rotacionando e estirando os cristais de granada.

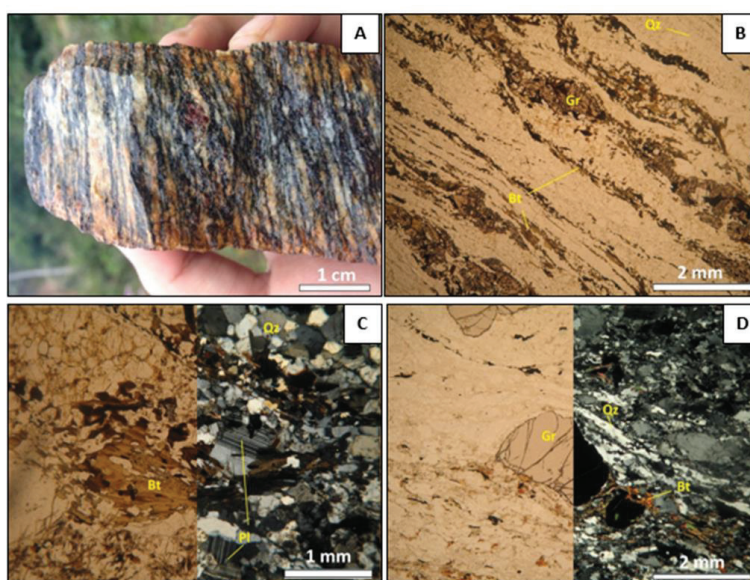


Figura 4.9: Feições macro e microscópicas da sequência Carrancas, Megassequência Andrelândia: A) paragnaisses com detalhe para seu bandamento milimétrico paralelo à foliação anastomosada; B) Fotomicrografia com detalhe para bandamento milimétrico em paragnaisses; C) composição essencial de paragnaisses representado por seção de lâmina delgada; D) Detalhe em ribbons de quartzo em fotomicrografia de lâmina delgada. Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio; Gr: granada.

## Sequência Serra do Turvo

Unidade representada por quartzitos intercalados a xistos de assembleia mineral variada, constitui granada-moscovita-quartzo xisto, moscovita-quartzo xisto, sericita quartzito e subordinadamente granada-biotita-silimanita xisto. Restringe-se a uma faixa alongada de direção N-S a oeste da Serra do Caparaó e pequenos corpos estirados e cisalhados a leste da mesma serra (Figura 4.2).

Os xistos possuem coloração amarronzada, granulação fina e textura granolepidoblástica (Figura 4.10). Quando alterada, exibe tons de lilás e comumente formam acumulações de material pelítico rico em moscovita de escala centimétrica nas proximidades dos afloramentos. Compostas essencialmente por quartzo, biotita, moscovita e granada, com óxidos ocorrendo como mineralogia acessória. Presença de sillimanita é rara, restringe-se a poucos afloramentos na porção leste da Serra do Caparaó. Frequentemente se encontram dobrados em escala de afloramento e seccionados por veios de quartzo hialino. De forma geral, a direção de injeção desses veios condiz com o strike da zona de cisalhamento transcorrente que limita tais corpos a leste com os granitoides relativos à Suíte Galileia. Rios encaixados em vales e drenagens seguem um padrão de orientação condizente com essas estruturas, corroborando tais dados e auxiliando na delimitação do tipo de contato da unidade em questão com as demais litologias. Apresentam foliação (xistosidade) anastomosada definida pela compartimentação da trama da rocha em domínios ricos em moscovita orientada, intercalados com domínios quartzosos (Figura 4.10C).

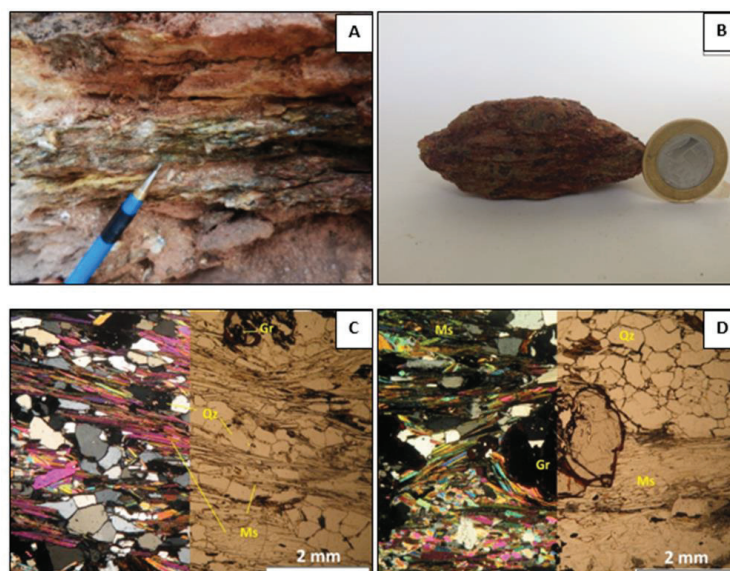


Figura 4.10: A) Granada-moscovita-quartzo xisto aflorando em talude natural, coordenadas UTM: 200250/7738549; B) Amostra de mão de xisto; C) Xistosidade marcada pela intercalação de domínios quartzosos e micáceos; D) Cristais de granada envolvidos e rotacionados pela foliação. Qz: quartzo; Ms: moscovita; Gr: granada.

O quartzito é friável, apresenta coloração rósea, foliado, tem granulação grossa e textura sacaroidal e granolepidoblástica. A foliação é marcada pela orientação dos cristais de sericita e grãos de quartzo alongados e angulosos. Como minerais secundários e preenchendo planos de fratura, tem-se óxidos e hidróxidos de ferro. O litotipo foi classificado como sericita-quartzito.



Figura 4.11: A e B) exemplos de afloramentos de sericita quartzito. Coordenadas UTM 216650/7735157.

#### 4.1.4. SUÍTE GALILEIA

Configura corpos intrusivos na porção leste da Serra do Caparaó, na porção oeste ocorre ora intrusivo na Megassequencia Andrelândia, ora em contato tectônico em zonas de cisalhamento de direção preferencial NNE. A Suíte é constituída por granitóides brancos-acinzentados, com foliação variando de incipiente a muito penetrativa, granulação média a grossa e textura porfirítica (Figura 4.12). Os fenocristais são essencialmente de feldspato potássico (microclina), a matriz é composta por quartzo (40%), biotita (20%), hornblenda (15%), plagioclásio (10%) e moscovita (5%) associada à biotita. Os minerais acessórios são titanita, apatita e alanita. Sericita, óxidos e hidróxidos de ferro ocorrem como minerais secundários. Invariavelmente encraves máficos ocorrem nos corpos de granitoide. Os encraves são foliados e possuem duas composições diferentes: i) piroxeníticos/anfibolíticos apresentam formato globular, medem de 5cm a 8 cm e possuem granulação fina; ii) composição biotítica apresentam formato alongado/elíptico, variam de 15 cm a 1 m (na maior dimensão) e também possuem granulação fina (Figura 4.13).

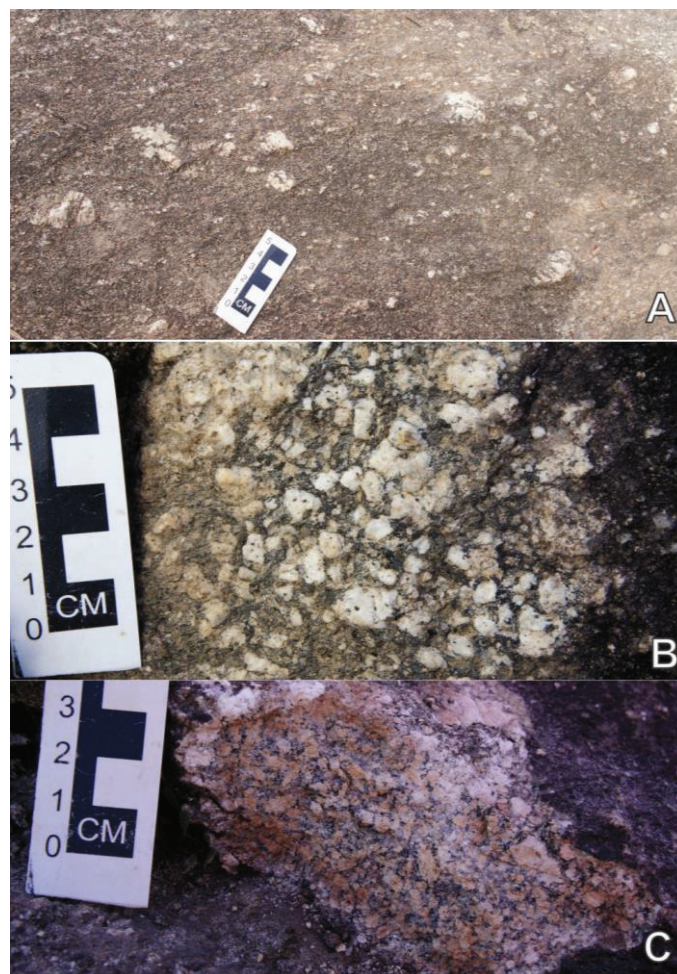


Figura 4.12: Granitoide da Suíte Galileia, com capa de intemperismo preta, textura rugosa e fenocristais euédricos de feldspato potássico. A) Lajedo de granitoide, coordenadas UTM 222426/7731212; B) Detalhe do granitoide, coordenadas UTM 221689/7730880; C) Granitoide mostrando variação litológica, coordenadas UTM 222087/ 7733920.

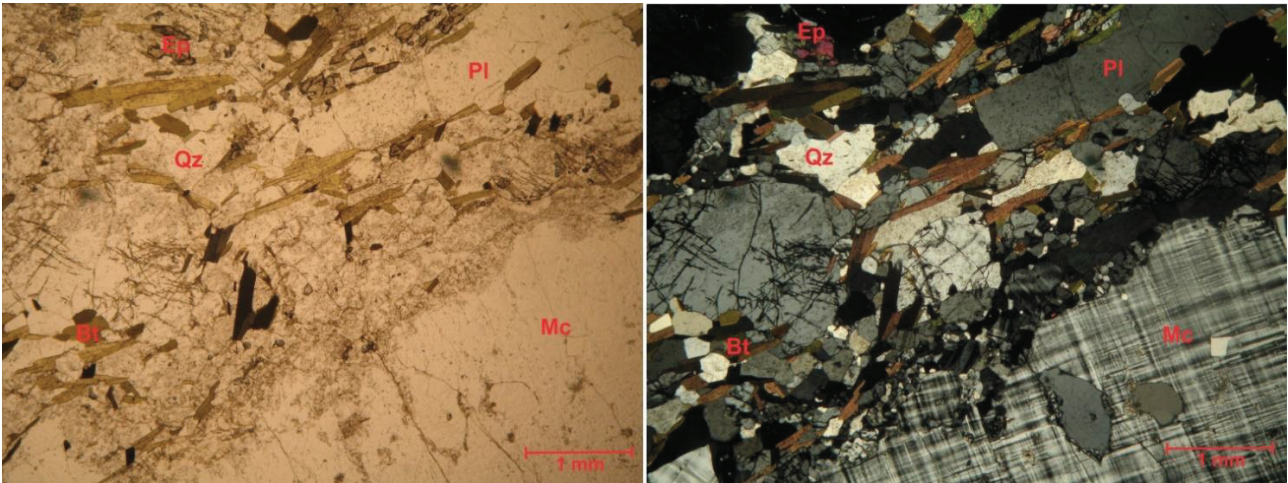


Figura 4.13: Composição mineral representativa do granitoide da Suíte Galileia. À esquerda com nicóis paralelos, à direita, cruzados. Qz: quartzo; Pl: plagioclásio, Bt: biotita; Mc: microclina; Ep: epidoto.

#### 4.1.5. SUITE PANGARITO

Unidade de menor proporção areal na região, é constituída essencialmente por granitoides oriundos da anatexia intensa dos metassedimentos da Megassequencia Andrelândia. A Suíte Pangarito é formada por monzogranitos de coloração cinza-claro, textura porfirítica e granulação fina a média. Localmente apresenta textura porfirítica com fenocristais compostos majoritariamente por granada. Comumente mostram feições/estruturas migmatíticas (Figura 4.14A). A composição é dada por quartzo (30%), plagioclásio (30%), biotita (20%), feldspato potássico (15%) e granada (5%) (Figura 4.14B).

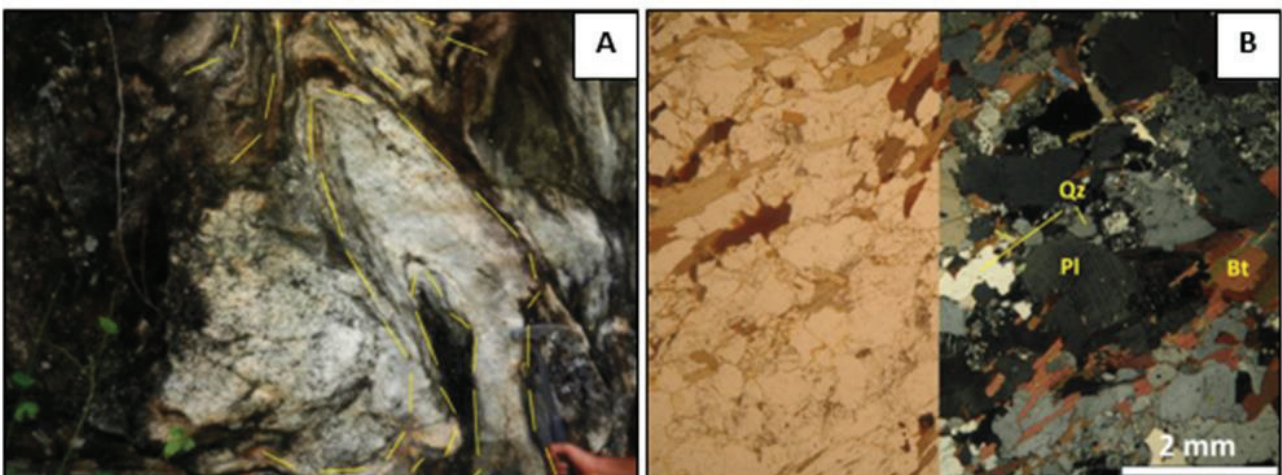


Figura 4.14: A) Estrutura migmatíticas dobrada nas bordas do corpo, coordenadas UTM: 200209/7734093; B) Fotomicrografia de lâmina delgada ilustrativa da composição dos granitoides. Qz: quartzo; Bt: biotita; Pl: plagioclásio.

## 4.2 - Geologia Estrutural

A região do Parque Nacional do Caparaó é constituída por rochas de alto grau metamórfico, fortemente marcadas por deformações de caráter rúptil-dúctil, marcada por uma miríade de estruturas que se desdobram em padrões estruturais que se repetem e sobrepõem uns aos outros. A distribuição heterogênea da deformação permite a separação de três domínios tectono-estruturais distintos: domínio leste, central e oeste (Figura 4.15). Os domínios tectono-estruturais representam também uma variação no grau metamórfico, que tem um aumento centrípeto, rumo ao Pico da Bandeira.

Dentre as diversas estruturas geradas a foliação é a principal, ocorre penetrativa, presente nos três domínios estruturais, porém em cada um é materializada por minerais diferentes, variando da litologia e grau metamórfico preponderantes.

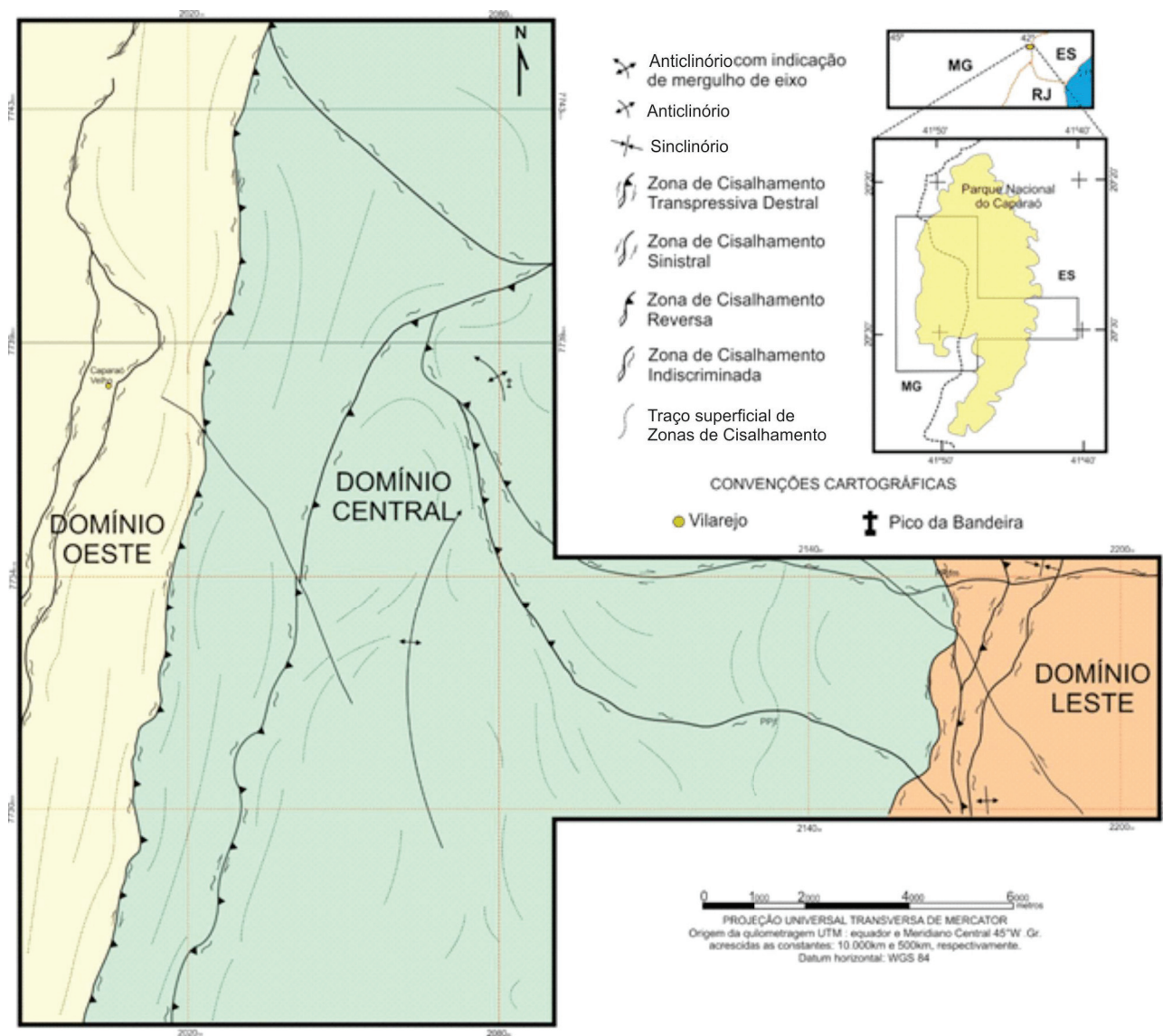


Figura 4.15: Mapa de traços e domínios e estruturais para região do Parque Nacional do Caparaó.

A seguir tem-se a descrição de cada Domínio Estrutural, abordando texturas e estruturas que marcam cada região.

#### 4.2.1 - DOMÍNIO OESTE

O Domínio Oeste é quase inteiramente representado por rochas paraderivadas neoproterozoicas e suítes graníticas, perfaz regiões com cotas topográficas mais baixas que as circunvizinhanças. O limite oeste é marcado por milonitização intensa refletida em extensa zona de cisalhamento transpressiva dextral de trend NNE que empurra rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora sobre rochas metassedimentares da Megassequencia Andrelândia.

Exibe foliação com direção NNE-SSW e mergulho de alto ângulo (média modal = 098/83; Figura 4.16). Comumente a foliação se materializa na forma de xistosidade ou ocorre paralela ao bandamento gnáissico, quando próxima às zonas de cisalhamento desenvolve textura milonítica. Nos domínios das zonas de cisalhamento moldam belas estruturas indicadoras de movimento, dentre elas dobras intrafoliais (Figura 4.17A), dobras assimétricas do tipo Z, porfiroclastos e porfiroblastos (compostos por granada nos paragneisses Andrelândia e feldspato potássico nos granitoides Brasilianos) com feição sigmoidal (Figuras 4.17B, C e D) indicando cinemática reversa dextral. Rumo à porção central das zonas de cisalhamento as estruturas passam a mostrar carácter simétrico com estiramento intenso de todas as estruturas (Figura 4.17F), localmente trilhas de inclusão em granada permitem inferência cinemática a partir da análise de seria foliação pretérita (Figuras 4.17G e H). Há porções onde ocorre lixiviamento de componentes, nestes casos a rocha aflorante é um quartzito, onde a recristalização dinâmica de sílica marca ribbons de quartzo bem estiradas.

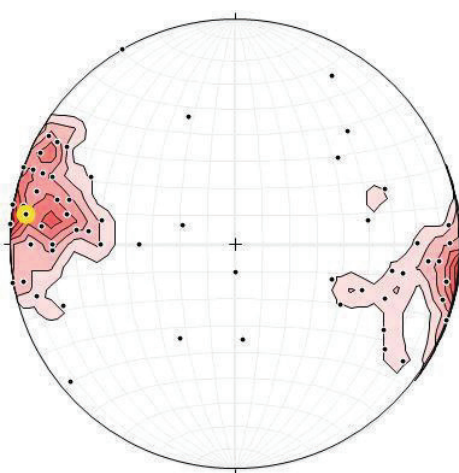


Figura 4.16: Diagrama de densidade para medidas de foliações do Domínio Estrutural Oeste representadas por pontos polares. N=70. Isolinhas com intervalos de 15%.

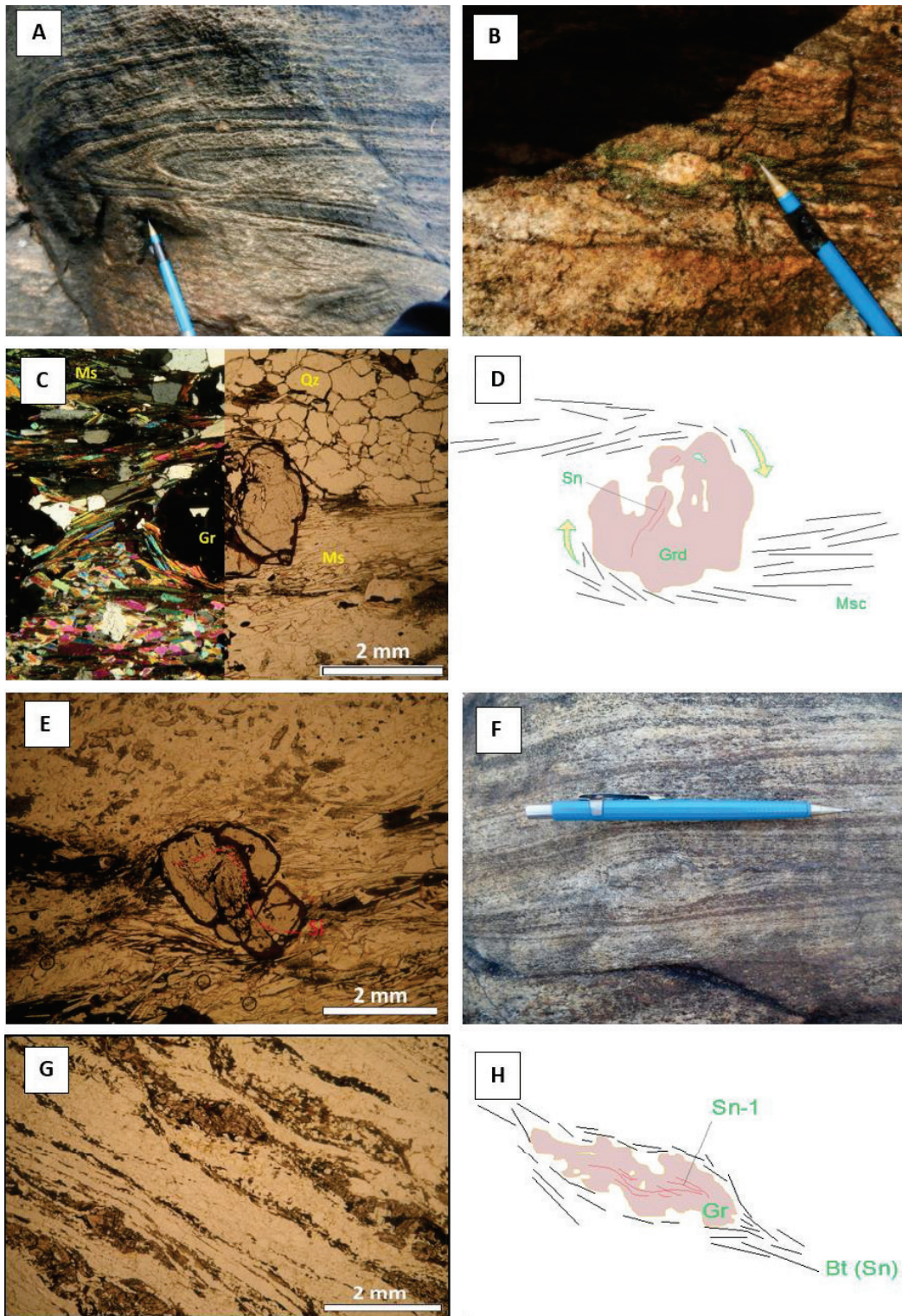


Figura 4.17: Feições estruturais do Domínio Oeste: A) Dobra intrafolial em granada-biotita gnaíse da Megassequência Andrelândia, coordenadas UTM 200958/7732459; B) Porfiroclastos de k-feldspato estirados segundo Sn, coordenadas UTM 199371/7735074; C) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada rotacionada e contornada pela foliação Sn mostrando cinemática dextral; D) imagem ilustrativa do movimento de rotação da granada; E) Fotomicrografia mostrando trilha de inclusões e indicando rotação horária do porfiroblasto de granada.; F) Porfiroclasto de K-feldspato estirado em meio à foliação milonítica, UTM 200958/7732459; G e H) Fotomicrografia e imagem ilustrativa de granada-biotita gnaíse, detalhe para trilha de inclusões em granada marcando foliação pretérita rotacionada.

#### 4.2.2 - DOMÍNIO CENTRAL

O Domínio Central é o mais abrangente, ocupa todo centro da Serra do Caparaó, onde afloram rochas gnáissicas granulíticas do Complexo Juiz de Fora migmatizadas em intensidades diversas. O litotipo mais abundante é o gnaiss bandado com ortopiroxênio típico da unidade, que invariavelmente ocorre migmatizado, originando as subunidades metatexito e diatexito (o último em caso de avançado processo anatético). Os limites oeste e leste deste domínio são marcados por intensa milonitização retratada por zonas de cisalhamento, a leste ocorre transcorrência dextral e a oeste falha oblíqua reversa com componente transcorrente dextral.

A foliação (Sn) é a feição estrutural principal, materializada por cristais de hiperstênio (e seus produtos de alteração), quartzo e feldspatos (Figura 4.18A), no caso do Granada Diatexito, cristais de granada comumente ocorrem estirados e rotacionados segundo Sn. Esta foliação encontra-se dobrada e cisalhada, o padrão de dobramento é facilmente reconhecível em projeção estereográfica pelo padrão de dispersão em guirlanda (Figura 4.18). A distribuição levemente polarizada dos polos exprime a geometria de dobra inclinada com caimento (Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976), estrutura refletida pelas medidas obtidas em campo reflete sob feição antiformal no centro deste domínio. A análise de estruturas lineares (lineação de estiramento mineral, eixo de dobra, lineação de interseção mineral; Figura 4.19E), mostra tendência a paralelidade e concordância com o caimento da dobra, cujo vetor médio corresponde a 027/46 (Figura 4.18B).

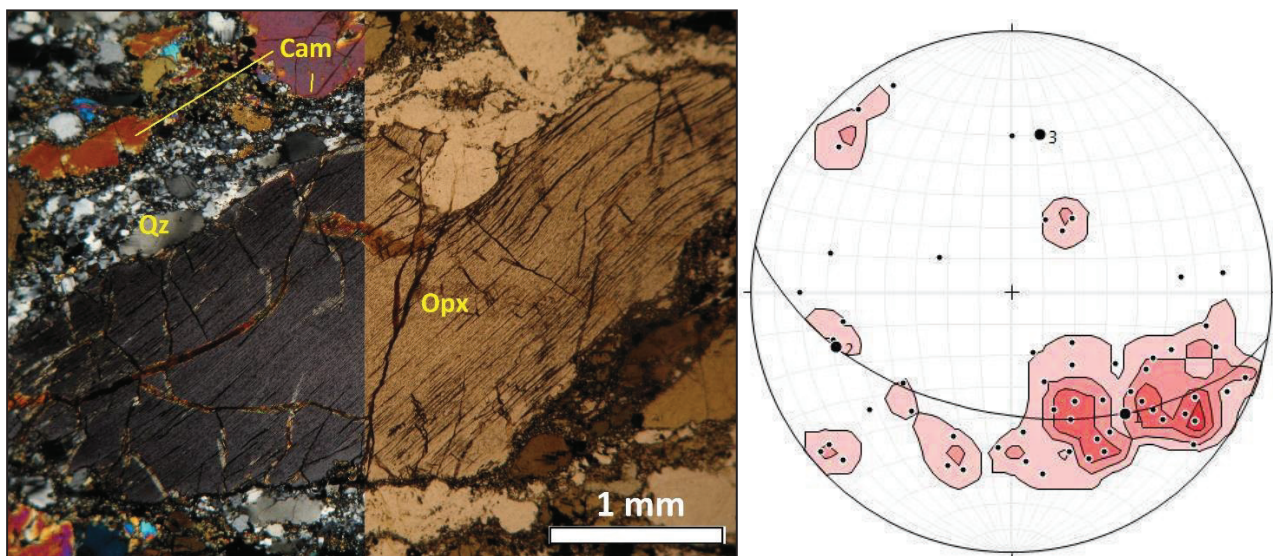


Figura 4.18: A) Fotomicrografia mostrando ortopiroxênio com clivagem defletida em ortopyroxênio do Complexo Juiz de Fora; B) Projeção estereográfica dos pontos polares das foliações do Domínio Central, com curvas de densidade de pontos. 1) Traço Axial. 2) Eixo C. 3) Eixo de dobra. N=63. Isolinhas com intervalos de 15%. Opx: ortopiroxênio; Qz: quartzo; Cam: clinopiroxênio.

A foliação está bem marcada nas rochas do Domínio Central, porém a deformação progressiva imprimiu uma série de estruturas sob Sn, são comuns ribbons de quartzo, *boudins*, foliação SC que

podem evoluir para SC-C', encraves máficos estirados segundo Sn, por vezes em formato sigmoidal (Fig. 4.19E). As dobras visualizadas são fechadas a isoclinais, normais a recumbentes. Comumente as dobras são assimétricas, neste caso foram utilizadas para inferência cinemática quando ocorrem juntamente a lineação de estiramento mineral e outros indicadores de movimento. Os eixos seguem um padrão com rumo NNE ou SSW, com tendência de caimento para NNE (Figuras 4.19A e D).

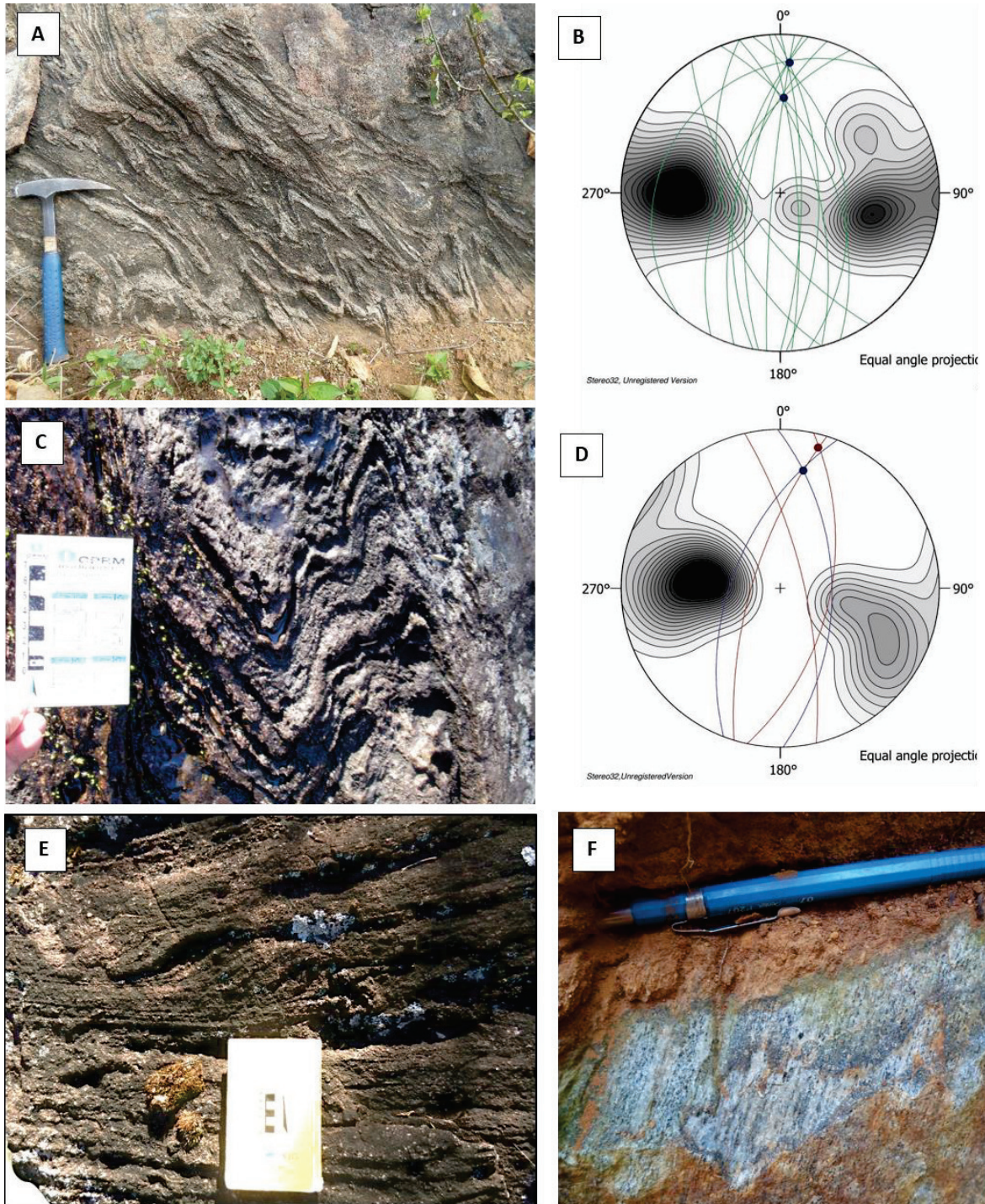


Figura 4.19: Feições estruturais do Domínio Central. A e B, C e D) dobra no gnaiss migmatítico do Complexo Juiz de Fora com projeção estereográfica; E) encrave sigmoidal com indicativo de movimento; F) lineação de estiramento mineral no gnaiss granulítico.

Localmente a progressão da deformação associada a sutis rotação dos tensores principais levam à gênese de interferência de dobramento, os padrões do tipo II e III de Ramsay foram bem identificado em diversos pontos do Domínio Central (Figura 4.20).

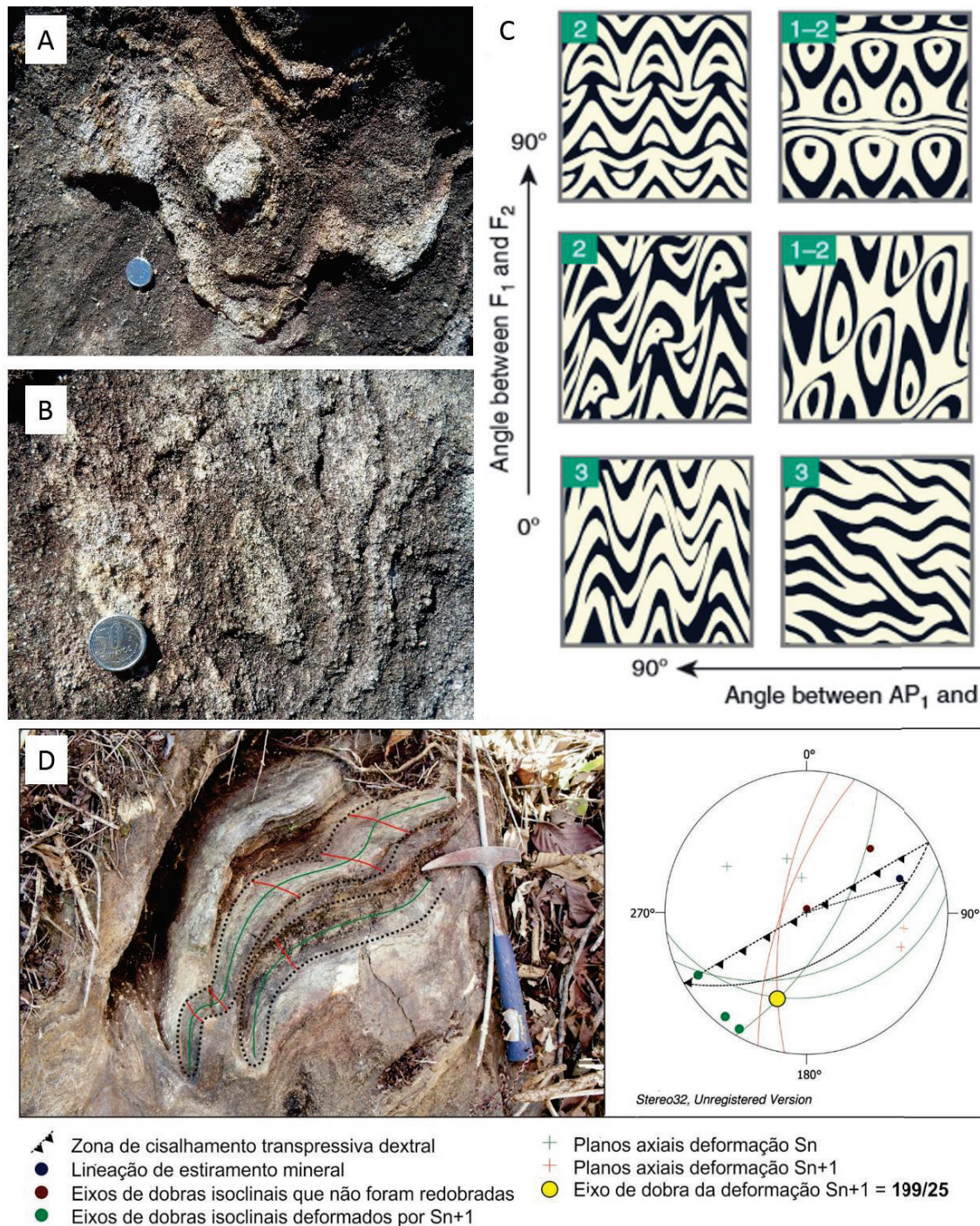


Figura 4.20: A e B) Padrão de interferência de dobras Tipo II de Ramsay na região do Domínio Central, coordenadas UTM 7727189/207164; C) Diagrama de padrões de interferência de dobras; D) Dobra isoclinal redobrada, com destaque para os planos axiais  $S_n$  em verde e  $S_{n+1}$  em vermelho, coordenadas UTM 216025/ 7730502, projeção estereográfica contendo as estruturas medidas e calculadas à direita, com zona de cisalhamento, eixos de dobra e planos axiais das duas fases de deformação representados. Observa-se que os eixos de dobra  $S_n$  (em verde) e  $S_{n+1}$  (em amarelo) são bastante próximos, o que caracteriza redobramentos do tipo III de Ramsay.

Zonas de cisalhamento (Figura 4.21) de cunho transpressivo e componente transcorrente dextral ocorrem tanto na região fronteira quanto central do Domínio Central, configurando um feixe de cisalhamento principal cuja direção de transporte tectônico tem como direção, grosso modo, E-W. A geometria fractal fica destacada nas estruturas da zona de cisalhamento, onde lineamentos fotointerpretados são refletidos em feições macroscópicas (e.g. encraves máficos sigmoidais e dobras isoclinais) e microscópicas (e.g. *mica fish*, quartzo em ribbon; Figura 4.21B).

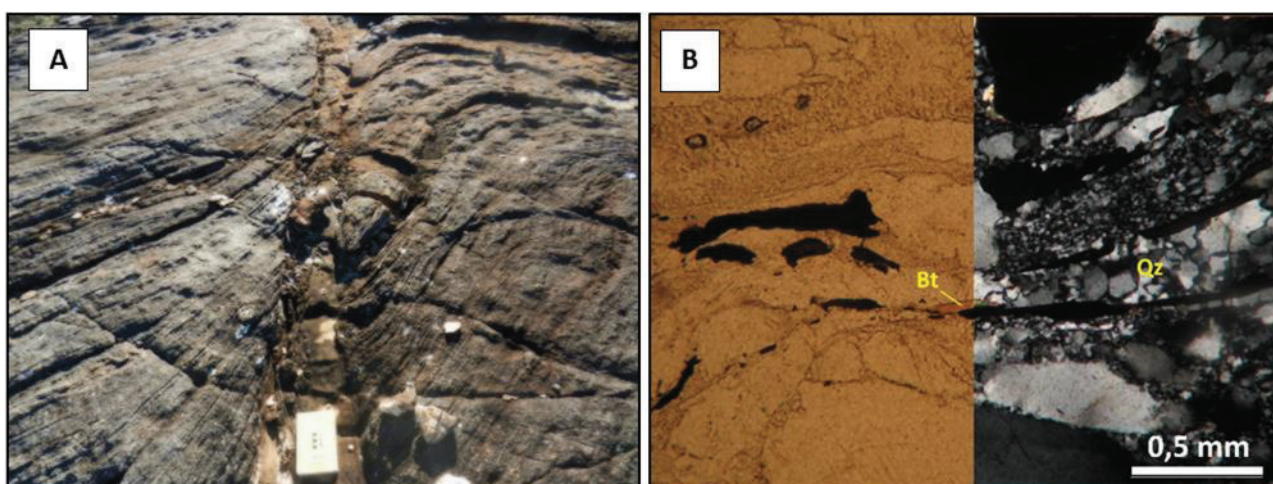


Figura 4.21: A) Deflexão da foliação em Zona de Cisalhamento do Domínio Central, coordenadas UTM 206481/7734314; B) Fotomicrografia do granada-K-feldspato-quartzo diatexito mostrando moscovita pisciformes indicando sentido de movimento dextral. Qz: quartzo; Bt: biotita.

Os corpos migmatíticos e o granada-diatexito são muito habituais nesse domínio e cristalizam-se em zonas de baixa pressão e grande percolação de fluido – na zona de charneira da dobra ou adjacentes a zonas de cisalhamento – e a repetição dos corpos dá-se, pois, a cristalização ocorre em estratos em diferentes profundidades e posterior exumação do corpo (Figura 4.22). Na região da charneira da dobra ocorrem encraves sigmoidais, dobras de cisalhamento em S, porfiroblastos de granada e feldspato em geometria sigma elucidativos a um deslizamento flexural ao longo da interfície dos corpos de Granada Diatexito durante o dobramento. Ou seja, os dados relativos a movimentos direcionais entre essas unidades aferem um deslizamento flexural ao longo das interfícies dos corpos durante o dobramento. A repetição dos corpos de Granada Diatexito a leste e oeste da charneira do antiforme, justifica modelo de dobra compartimentada em corpos que possuem movimento relativo entre si, aproveitando zonas de baixa pressão para empossamento de produtos anatéticos (Figura 4.20). Os corpos de leucossoma também estão associados a zonas de cisalhamento, sendo cristalizados em faixas de maior percolação de fluido que caracterizam feições alongadas segundo o traço superficial dessas estruturas.

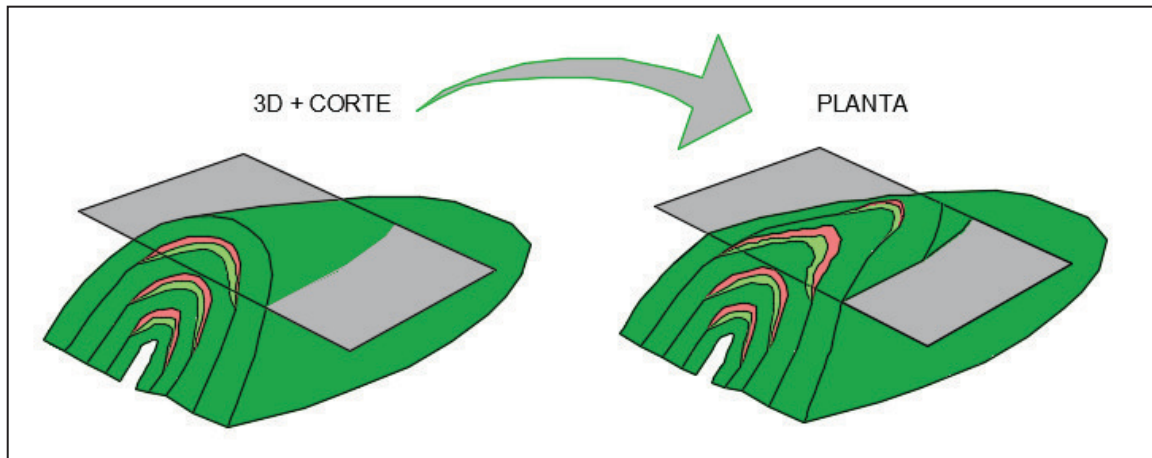


Figura 4.22: Compartimentação tectônica das rochas do Complexo Juiz de Fora e organização dos litotipos em profundidade e em planta.

#### 4.2.3 - DOMÍNIO LESTE

O Domínio Estrutural Leste é o de menor representatividade em área, seu limite oeste é marcado por Zona de Cisalhamento Transcorrente dextral com o Domínio Central (Figuras 4.15 e 4.22). Tem como estruturas principais um feixe de falhas obliquas de direção N-S, com movimento reverso e vergência para oeste associado a transcorrências dextrais como podem ser vistas no bloco diagrama da Figura 4.23, que marcam o contato entre os Complexo Pocrane, a leste, e Juiz de Fora, a oeste (Figura 4.2; linhas vermelhas e verdes na Figura 4.24). A estrutura principal desse feixe coincide com a borda leste da Serra do Caparaó.

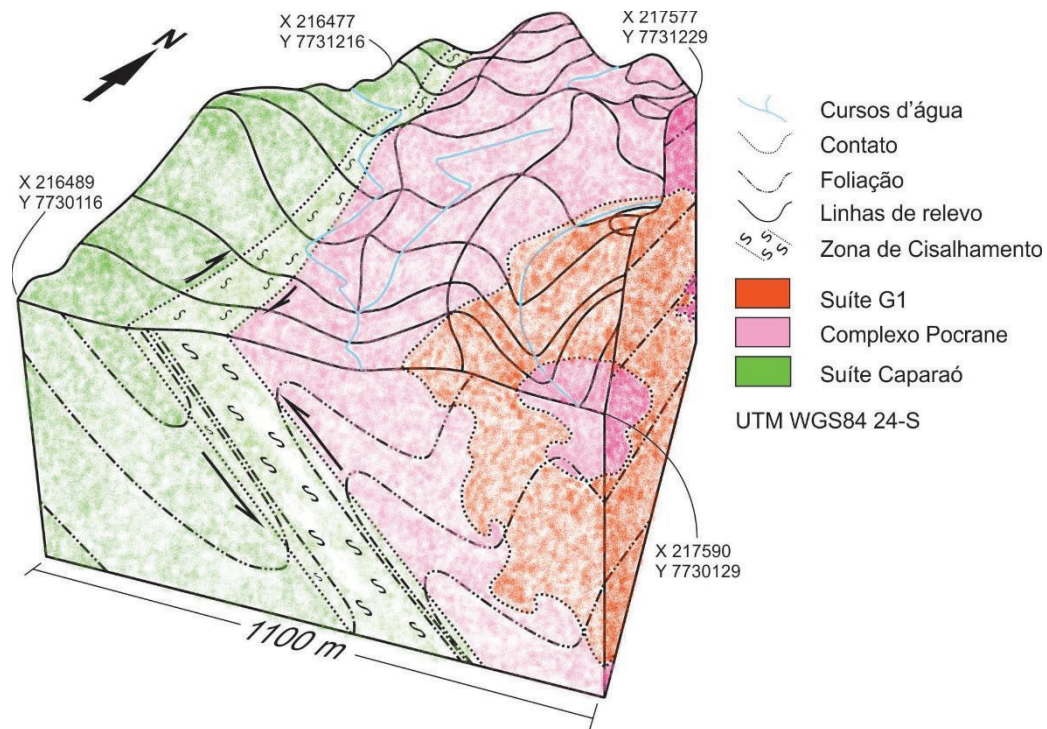


Figura 4.23: Bloco Diagrama esquemático representativo do Domínio Estrutural Leste.

As zonas de cisalhamento ocorrem em todas as unidades geológicas do domínio leste apresentam estruturas rúpteis-dúcteis, não sendo raros milonitos e ultramilonitos. As faixas miloníticas variam de espessura centimétrica a métrica e às vezes se repetem paralelamente nos afloramentos. A maior parte dos cisalhamentos descritos é do tipo  $\phi$ , identificados de acordo com os indicadores cinemáticas, impossibilitando discernimento cinemático, porém em alguns casos foi possível averiguar-se a cinemática de cisalhamento, utilizando-se porfiroclastos do tipo  $\sigma$  e  $\delta$ , veios boudinados/dobrados, desvio da foliação precursora e/ou lineação de estiramento mineral (Figuras 4.25 e 4.26).

Existem quatro padrões de zonas de cisalhamento na região, que chamaremos aqui de 1 e 2 (concordantes com a foliação regional) e 3 e 4 (que alteram a foliação regional; Figura 4.24).

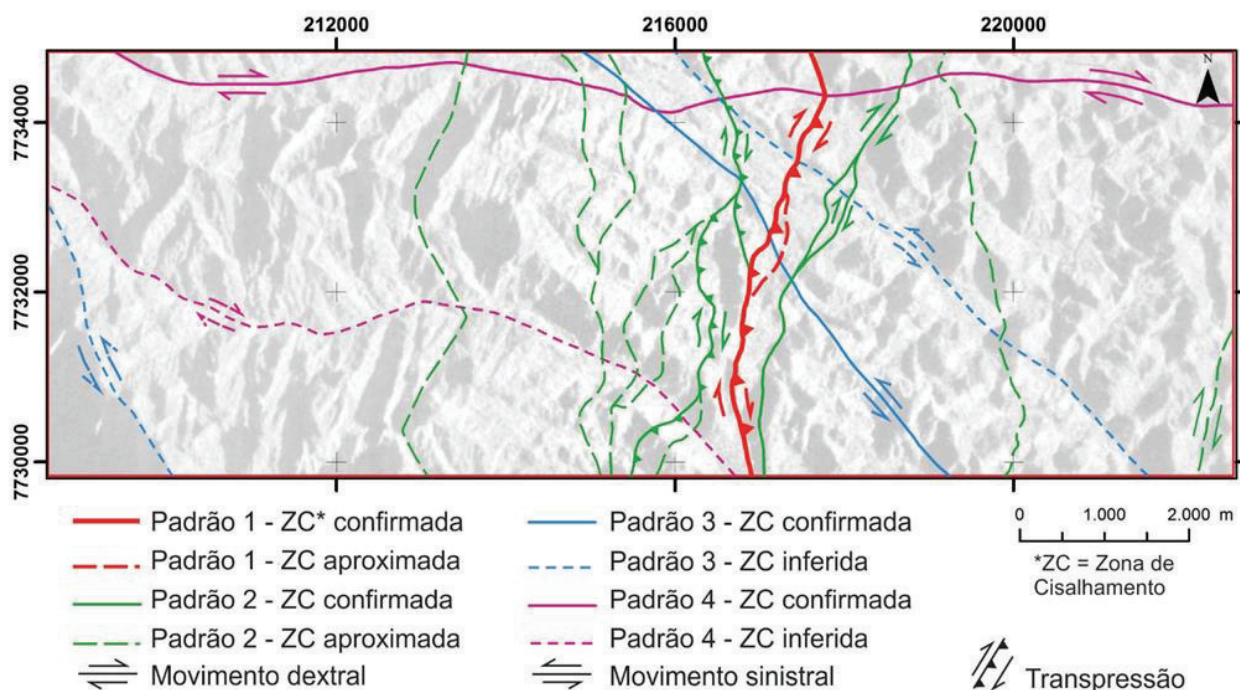


Figura 4.24: Mapa ilustrando a posição dos tipos diferentes de zonas de cisalhamento pertencentes aos padrões classificados como 1, 2, 3 e 4. Estão indicadas as zonas de localização certa, aproximada e inferida, bem como a cinemática de algumas delas.

O Padrão 1 é dado por uma zona de cisalhamento principal transpressiva dextral e algumas subzonas associadas, tem direção N-S e marca o limite entre o Complexo Pocrane e o Complexo Juiz de Fora. A Zona de Cisalhamento é bem esculpida no relevo, marca contraste morfológico abrupto no terreno (serras escarpadas a oeste, mares de morros a leste) e lineamento negativo contínuo em imagem de radar. O Padrão 2 é bastante similar ao Padrão 1, são zonas de cisalhamento de direção aproximadamente N-S que formam uma malha composta por diversos sigmoides/lentes na região. Estes muitas vezes se juntam para formar sigmoides maiores. Essa geometria se traduz na segmentação de cunhas tectônicas intercaladas do Complexo Juiz de Fora no Complexo Pocrane. Os

padrões 1 e 2 são concordantes com a foliação regional, o que é evidenciado ao se comparar a atitude destas zonas de cisalhamento com a atitude geral da foliação neste domínio (Figura 4.25). Há uma miríade de estruturas cinemáticas nestas zonas (Figura 4.26), tais como bandas milonitizadas (por vezes protomiloníticas), porfiroclastos de feldspato rotacionados, ribbons de quartzo, fragmentos de veios de quartzo boudinados e estirados (Figura 4.27).

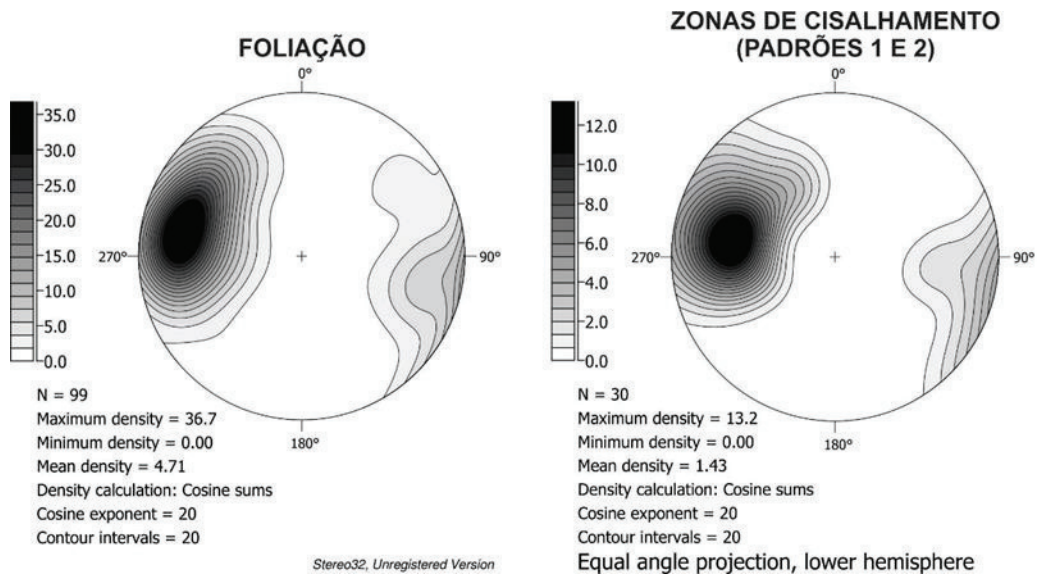


Figura 4.25: Projeções estereográficas demonstrando a semelhança entre a foliação do Domínio Leste (à esquerda, n = 99) e a atitude das zonas de cisalhamento dos padrões 1 e 2 (à direita, n = 30).

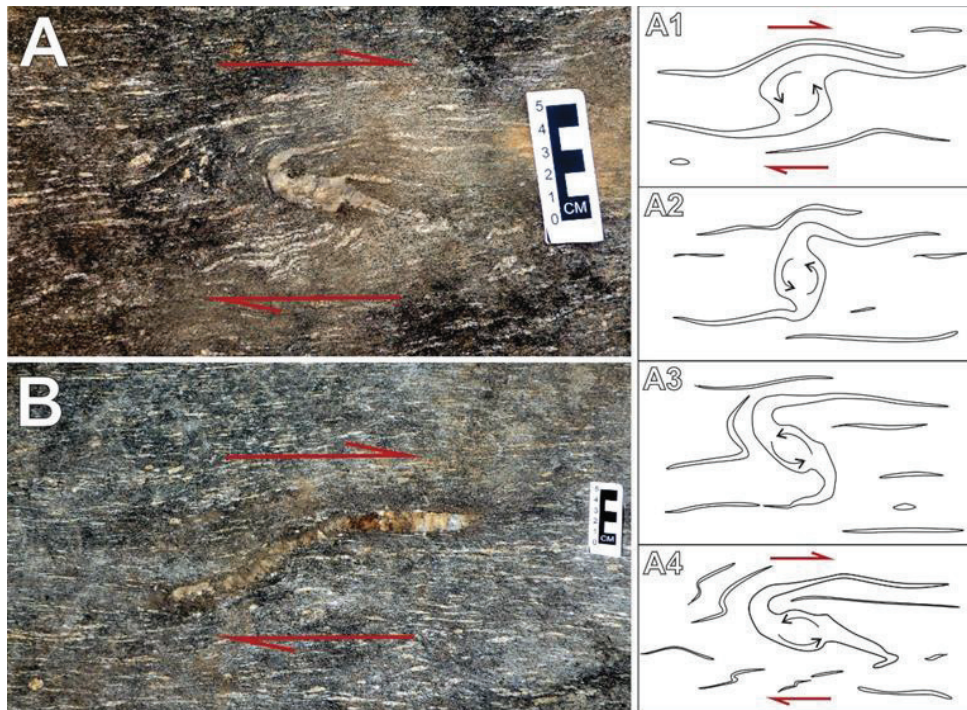


Figura 4.26: Indicadores cinemáticos em zona de cisalhamento dextral no Complexo Pocrane. A) Porfiroclasto com rotação antitética e movimento dextral, escala para E-SE. A1-A4) Estágios de evolução do porfiroclasto visto em A. B) Sigmoide quartzoso gerado de fragmento de veio boudinado, escala para E-SE, coordenadas UTM 217576/7732358.

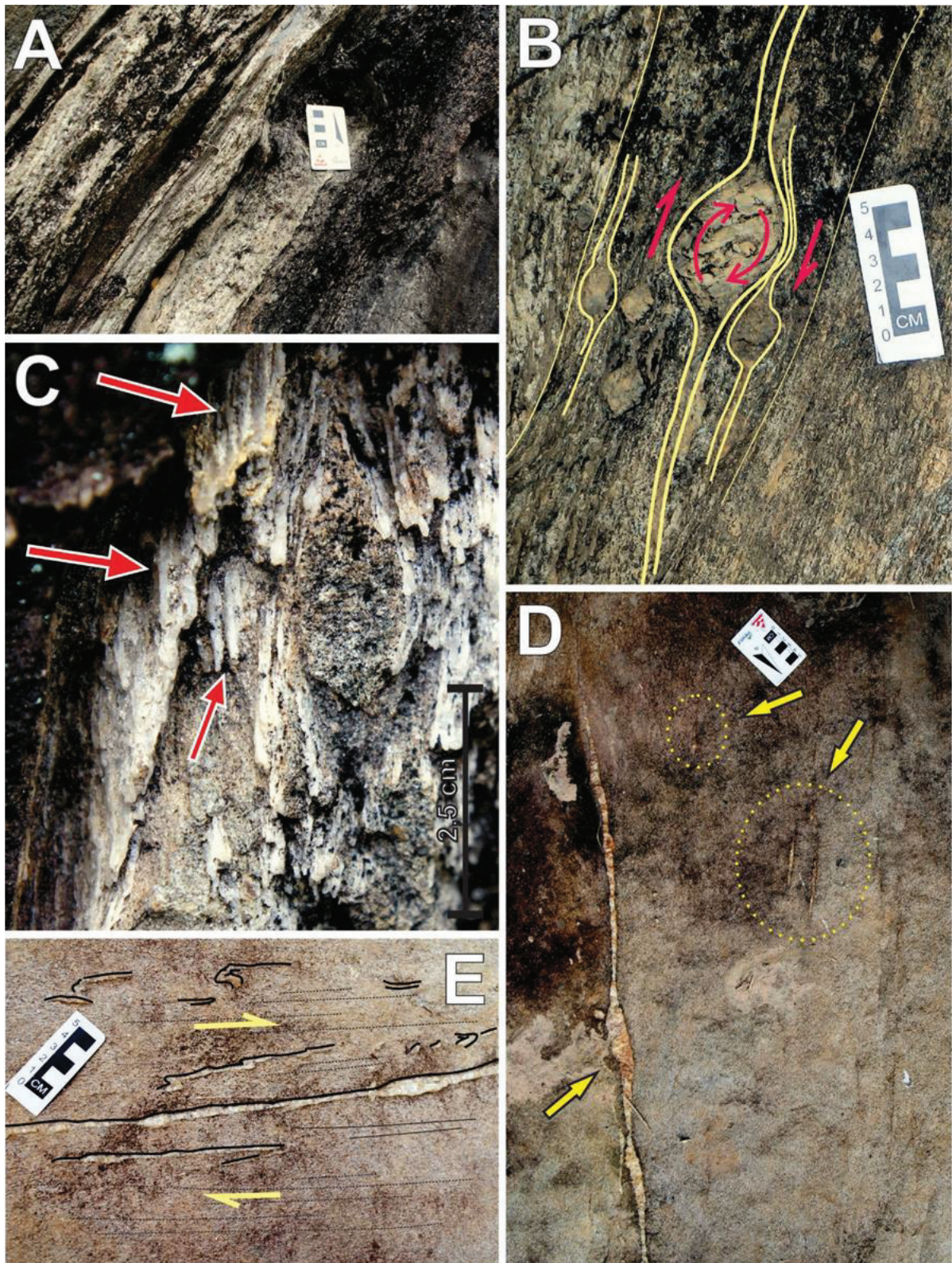


Figura 4.27: Estruturas cinemáticas nas zonas de cisalhamento. A) intercalação entre bandas miloníticas (ressaltadas) e protomiloníticas no Complexo Juiz de Fora; B) Visada para SW; porfiroclastos de feldspato com rotação sintética ao movimento dextral; C) Lineação de estiramento mineral marcada por ribbons de estiramento mineral marcados por ribbons de quartzo proeminentes. D) Fragmentos de veios de quartzo boudinados e estirados em zona de cisalhamento no Complexo Pocrane. E) Fragmentos de veios de quartzo, dobrados e posteriormente estirados e boudinados, efeito de deformação progressiva na zona de cisalhamento. Coordenadas UTM A, B e C 216762/7732740. Estação 174, coordenadas UTM D e E 222426/7731212

Os padrões 3 e 4 são compostos por três zonas de cisalhamento sinistrais e duas dextrais, respectivamente. No caso, apenas uma zona de cisalhamento de cada um desses grupos (padrões) tem a cinemática conhecida. As outras tiveram sua existência confirmada por sensoriamento remoto e a cinemática aferida através de correlação às primeiras, tendo em mente semelhanças como paralelismo e proximidade. Cada uma é formada por um conjunto de subzonas de cisalhamento com a componente rúptil mais pronunciada que a dos padrões 1 e 2. Elas apresentam alto ângulo de mergulho e espessura e rejeito de apenas alguns centímetros. As zonas de cisalhamento do Padrão 3 têm direção NW-SE, ao passo que as de Padrão 4 possuem direção E-W com variação ocasional para NW-SE. Essas zonas de cisalhamento causam um desvio na foliação, que tem direção preferencial NE-SW, gerando-se padrões em S na rocha hospedeira (Figura 4.28). Aferiu-se a relação entre as zonas de cisalhamento dos padrões 3 e 4 em um afloramento onde elas ocorrem simultaneamente (Figura 4.28). No local elas constituem um par dextral-sinistral, havendo no ponto de cruzamento das mesmas uma mútua perturbação e bolsões pegmatíticos quartzo-feldspáticos, material que também preenche as zonas na forma de veios (Figura 4.28E).

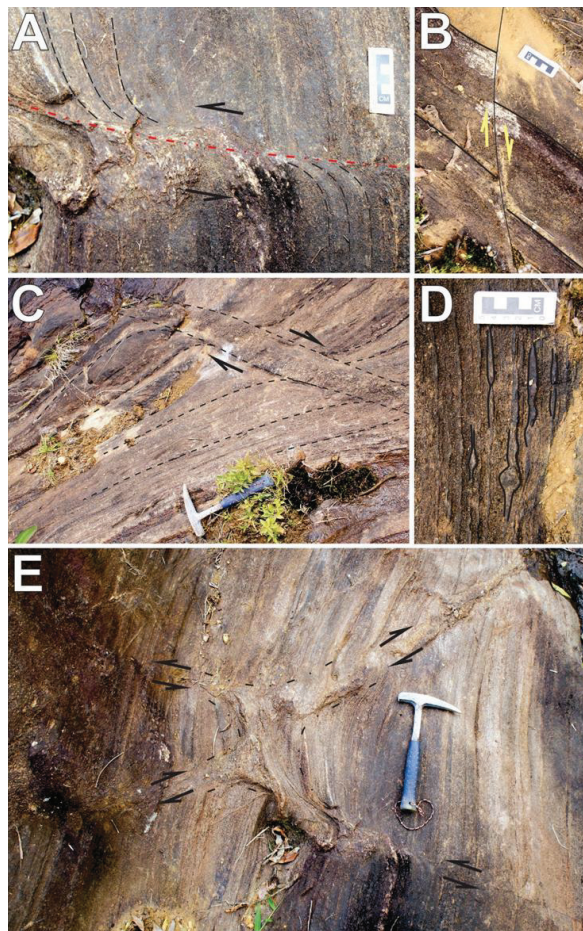


Figura 4.28: Zonas de cisalhamento padrões 3 e 4 no Complexo Juiz de Fora. A) ZC sinistral, rúptil-dúctil; B) ZC dextral, rúptil. C) ZC dextral rúptil-dúctil deformando plasticamente a foliação pré-existente. D) Bandas formadas por porfiroclastos do tipo  $\phi$  e suas caudas de recristalização, topo da escala para S. E) Cruzamento de zonas dextral e sinistral, com bolsão migmatítico. Coordenadas UTM 215819/7734115

### 4.3 - Discussões

Aqui serão discutidos alguns temas importantes deste capítulo e para a dissertação.

#### 4.3.1 - CORRELAÇÃO DOS PERFIS

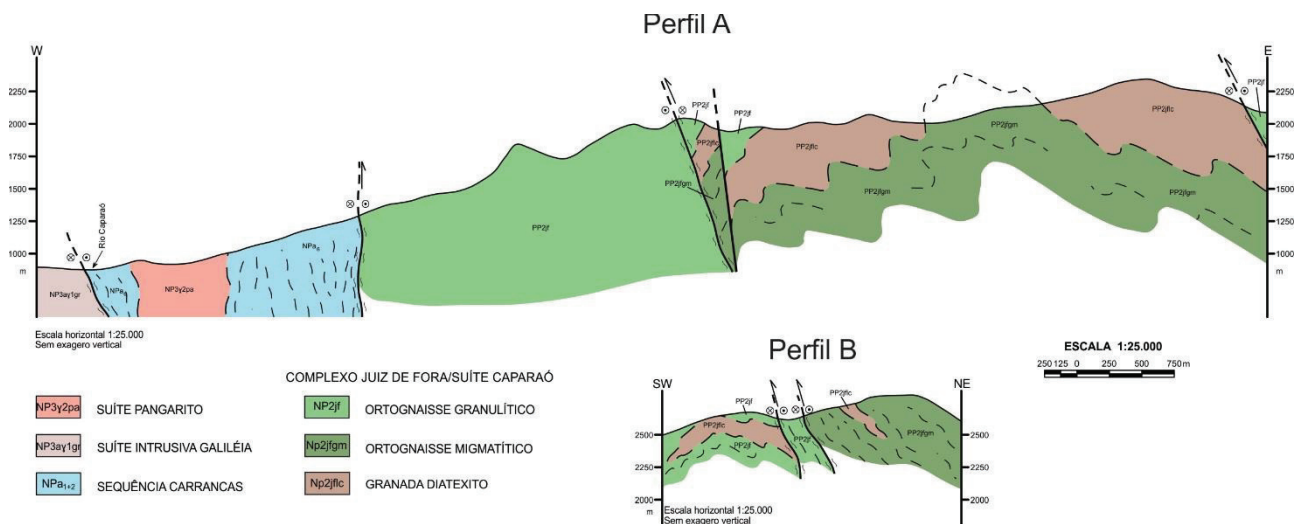


Figura 4.29: Perfis A e B das porções oeste e central da Serra do Caparaó.

No perfil A (Figura 4.29, localização na Figura 4.2) notam-se rochas neoproterozoicas-cambrianas, relativas à Megassequencia Andrelândia e à Suíte Galiléia, a oeste, em contato tectônico com unidades paleoproterozóicas da Suíte Caparaó. Esse contato é uma zona de cisalhamento transcorrente dextral com componente cavalgante de topo para W. A borda da Serra do Caparaó, importante feição topográfica da região, é coincidente com esta estrutura, com forte lineamento marcado em imagens de satélite e de radar. Delimitado por essa ZC e outra presente no centro do perfil ocorrem ortognaisses bandados e recortados por inúmeras zonas de cisalhamento de hierarquias menores. A partir deste ponto são observados ortognaisses migmatitos e diatexitos que compõem as zonas de charneira de um anticlinório com caimento de eixo para NE. O flanco leste desta estrutura coincide com uma zona de cisalhamento sinistral com componente reverso de topo para W, interpretado como resultado do rompimento do mesmo. Ocorre ainda uma ZC indiscriminada, aparentemente com rejeito normal. No extremo leste do perfil afloram, novamente, ortognaisses bandados. Esse perfil completa, com muitos detalhes litológicos e estruturais, o perfil 9 apresentado no capítulo anterior, reforçando o que foi descrito naquele perfil.

O perfil B (Figura 4.29, localização na Figura 4.2) é um detalhe das estruturas encontradas no núcleo da serra. Nele nota-se um anticlinório de ortognaisses bandados com fluido anatético nas zonas de charneira, à SW. Seu flanco leste é marcado por uma zona de cisalhamento dextral com

cavalcamento para W. Pouco mais para NE ocorre outra estrutura semelhante a esta e o contato entre este litotipo e um ortognaisse migmatítico.

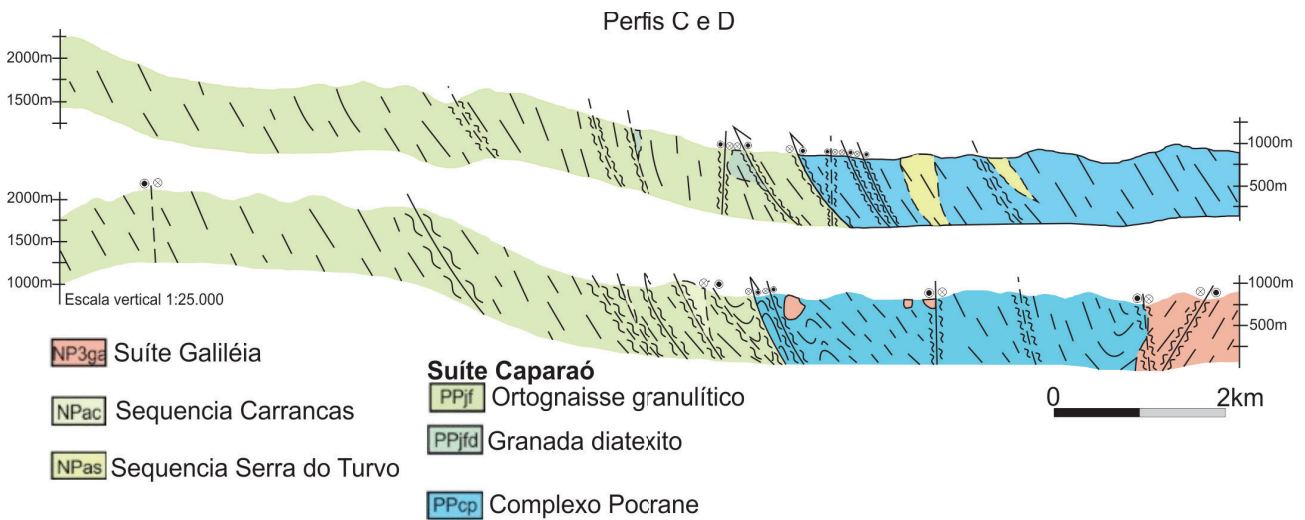


Figura 4.30: Perfis C e D das porções central e leste da Serra do Caparaó.

Os perfis C e D (Figura 4.30, localização na Figura 4.2) são muito similares. Os ortognaisses da Suíte Caparaó apresentam-se fatiados por zonas de cisalhamento transcorrentes e oblíquas, com topo vergindo para W. Intercaladas à estas rochas, sempre delimitadas por zonas de cisalhamento reversas, ocorrem xistos da Megassequencia Andrelândia, e ortognaisses migmatíticos produtos de um processo de fusão parcial acentuado. Próximo ao centro dos perfis afloram rochas do Complexo Pocrane em contato tectônico com a Suíte Caparaó. Trata-se uma grande zona de cisalhamento oblíqua, com componente dextral predominante e fraca componente reversa, que marca também a borda oeste da Serra. Os ortognaisses do CP apresentam alternância com rochas paraderivadas e graníticas da Megassequencia Andrelândia e Suíte Galiléia, respectivamente. No perfil D, as rochas do CP formam dobras associadas a falhas reversas. Diferentemente do que foi descrito no perfil 10, capítulo 3, essas rochas apresentam mergulhos altos para E, talvez por influência da Serra do Caparaó, que pode ter servido como um anteparo para a propagação das estruturas, e pode ter forçado a formação de uma rampa. Ao norte da Serra o mesmo não ocorreu, permitindo a formação das estruturas descritas no perfil citado.

#### 4.3.2 - ESTRUTURAL

A região do Parque Nacional do Caparaó engloba rochas de alto grau metamórfico refletindo o profundo nível crustal ali exposto. O contexto estrutural marcado por extensos feixes de cisalhamentos transpressivos implica na existência de fatiamento crustal entre fácies metamórficas com posterior exumação dos corpos (Figura 4.31).

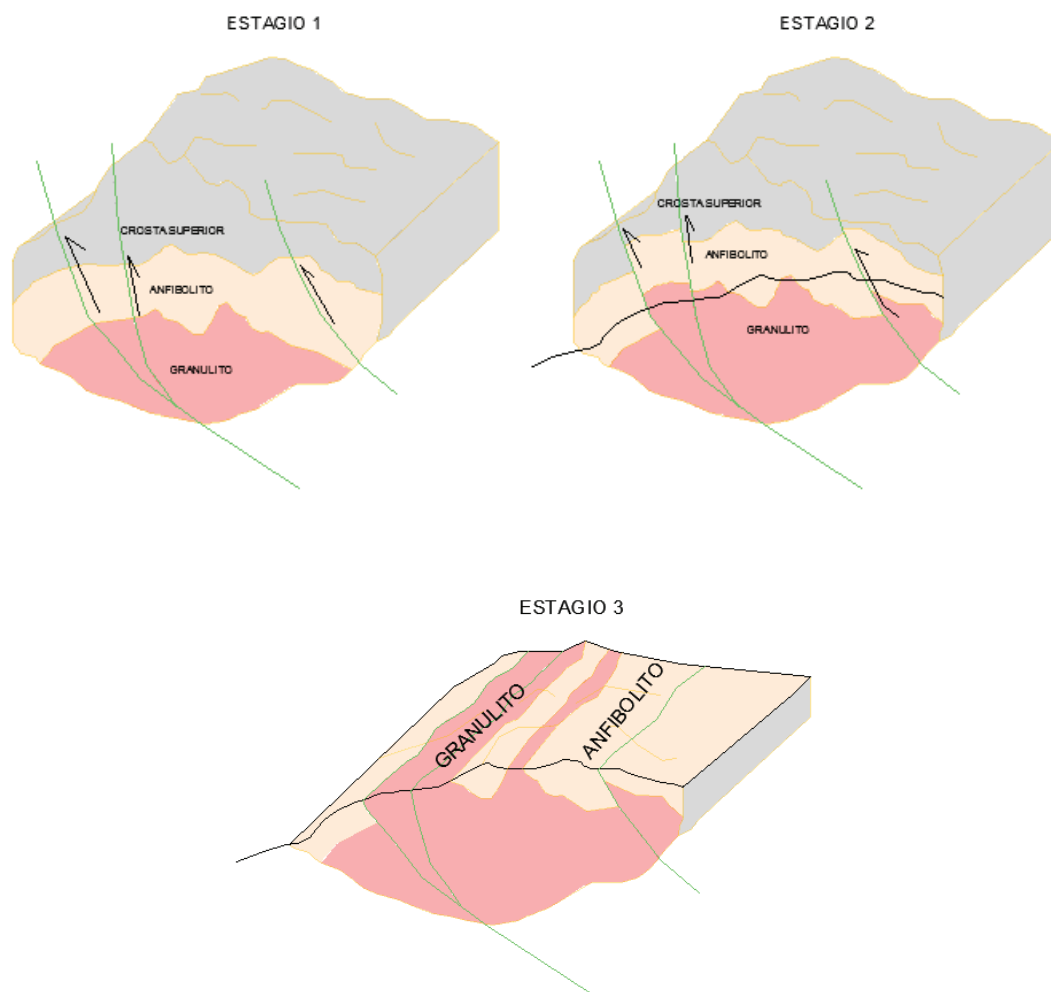


Figura 4.31: Modelo representativo dos estágios de evolução de crosta e sua compartimentação em fácies metamórfica.

A presença dos produtos de fusão parcial nas zonas de charneira de um antiforme, assim como movimentos direcionais entre as unidades presentes no núcleo da serra indicam deslizamento flexural ao longo das interfácies dos corpos durante o dobramento.

A região da Serra do Caparaó contempla um contexto deformacional que a compartimenta em diversos blocos limitados por zonas de cisalhamento reversas com caráter direcional e, em sua maioria, de cinemática dextral. Esse sistema de cisalhamento pode ser associado às principais zonas de cisalhamento da parte meridional do Orógeno Araçuaí, mais precisamente ao Feixe de Cisalhamento Manhuaçu-Santa Margarida, pela proximidade com o local. Desta forma, estas estruturas fariam parte do Grupo 1, proposto no capítulo anterior.

A partir das projeções estereográficas reforçadas por fotos mostrando interferência de dobras, é possível propor um modelo de deformação progressiva para a região enfocada. De acordo com Silva *et al.* (2009), a mais antiga, é caracterizada por um transporte de massa de E para W, representada por zonas de cisalhamento reversas. A segunda fase deformacional seria responsável pela rotação das estruturas preexistentes, verticalizando-as, além de proporcionar uma componente transcorrente de cinemática dextral às mesmas (Figura 4.32). Esta segunda fase seria referente ao escape de massa proposto por Alkmim *et al.* (2006, 2007).

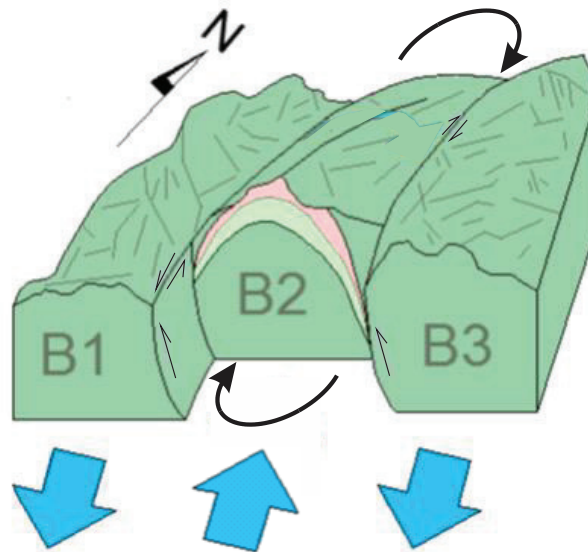


Figura 4.32: Bloco diagrama representativo do movimento no sentido horário do bloco central (B2) nos domínios das rochas características do Complexo Juiz de Fora.

## 5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No capítulo 3 dessa dissertação foram apresentados, na forma de perfis litoestruturais, os dados coletados durante as campanhas de campo. Embora as estruturas descritas respeitem o consenso da literatura, algumas feições merecem destaque.

As falhas reversas do Grupo 3 com convergência para SE presentes em alguns dos perfis apresentados e que podem ser interpretadas como reflexo de estruturas sigmoidais observadas em imagens de satélite (em branco na Figura 5.1 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**), que serviriam como estruturas de transferência de deformação entre grandes zonas de cisalhamento regionais, assemelhando-se a megaestruturas S-C.

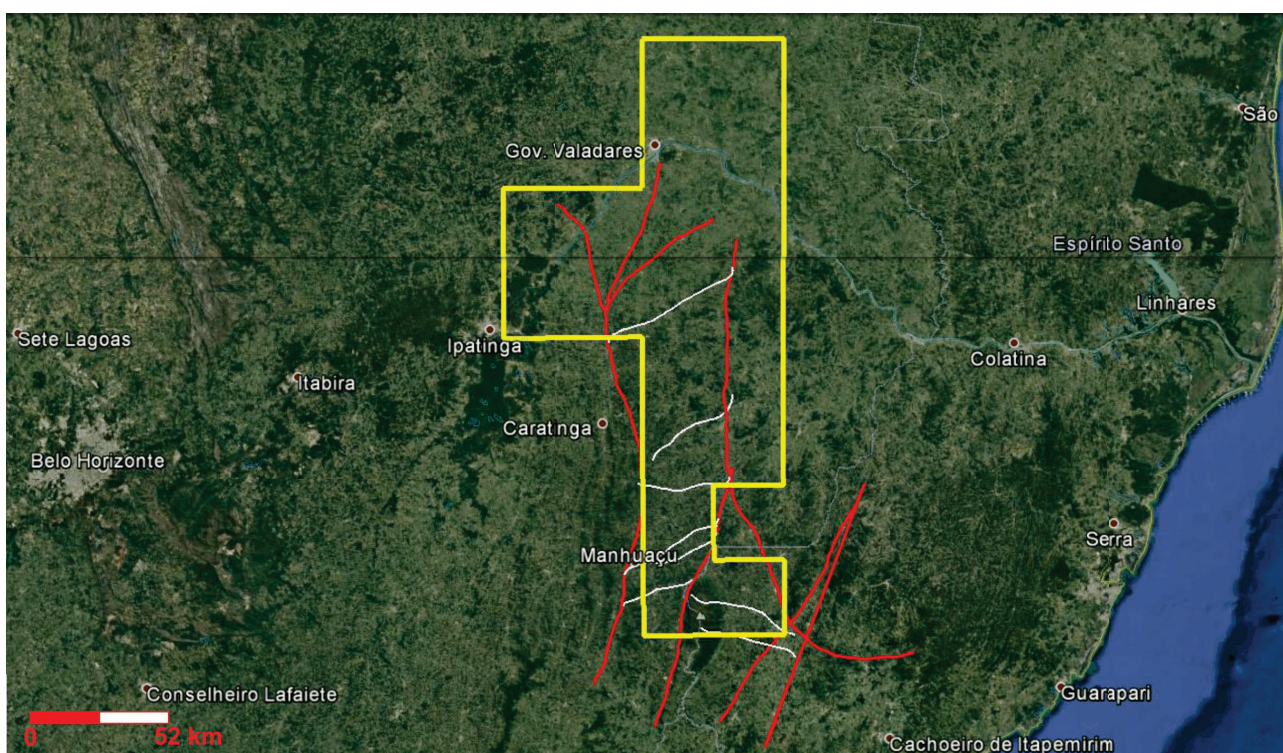


Figura 5.1: Área de estudo (polígono amarelo) com as principais estruturas (em vermelho) e as estruturas secundárias (em branco).

Os planos de foliação com mergulhos para W-NW (paralelos às grandes zonas de cisalhamento N-S, em vermelho na Figura 5.1), associados ao Grupo 2 também descritos em alguns perfis, numa primeira hipótese, podem ser reflexo de um escape de massa, em resposta a um grande encurtamento lateral, no qual haveria algum impedimento para que tivessem continuidade a oeste, semelhantes a estruturas tipo *pop-up*. Porém, o nível crustal em que essas rochas se encontravam durante a orogenia brasileira, teoricamente não permitiria o surgimento do mecanismo de deformação típico de crosta epizonal. Outra hipótese para este fenômeno observado seria a consequência de uma estrutura em flor, na qual observou-se apenas uma das bordas, conforme apresentada por Silva (2010).

A geologia da Serra do Caparaó, descrita no capítulo 4, auxiliou a complementação do perfil 9 (localizado à oeste da Serra) oferecendo dados adicionais sobre a relação de contato entre a Suíte Juiz de Fora e a Megassequencia Andrelândia, além de permitir uma visão mais detalhada da estruturação interna de cada unidade. Além disso, permitiu correlacionar a borda leste da Serra com o que foi proposto no perfil 10 (ao norte da serra), graças às semelhanças relevantes entre a geologia ali descrita e aquela do mencionado perfil.

Ainda nesse capítulo, foram definidos três grandes domínios estruturais. No domínio leste, as estruturas observadas apresentam características de falhas oblíquas com caráter predominantemente dextrais associadas a falhamentos reversos, conforme majoritariamente defendido da literatura.

No domínio central foram observadas, em função das medidas de foliação e lineações, estruturas que indicam interferências em padrões de dobramento, também associados a zonas de cisalhamento transcorrentes, mostrando que houve rotação do elipsoide de tensão.

No domínio oeste, foram observadas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção E-W com inflexão e paralelismo com estruturas semelhantes a ela e de direção N-S encontradas na parte central da serra. Estas estruturas reforçam a conclusão apresentada acima, que elas seriam reflexo de estruturas sigmoidais que serviriam como estruturas de transferência de deformação entre grandes zonas de cisalhamento regionais.

## **5.1 - Conclusões**

O embasamento do Orógeno Araçuaí sofreu ao menos duas deformações ao longo de sua evolução tectônica. O metamorfismo e as estruturas observadas nas rochas são relacionados ao evento Brasiliano-Pan-Africano, última orogenia que afetou a região, obliterando e transpondo estruturas pretéritas. Soma-se a isso toda a complexidade geológica causada pela abertura de bacias sedimentares e geração de magma que entremeiam os complexos paleoproterozoicos, ocultando os contatos entre eles, tem-se a dimensão de algumas dificuldades enfrentadas durante a realização desta dissertação.

Semelhanças macroscópicas entre litologias, especialmente quando intemperizadas, e até microscópicas também são fatores que podem ter interferido para a aquisição de resultados mais acurados. Neste trabalho não foi possível a realização de análises químicas para melhor diferenciação litológica.

O registro literário sobre esse tema também não apresenta muitos exemplares para nortear as pesquisas. Um exemplo disso é a falta de definição sobre as características do Complexo Pocrane.

Esta é uma unidade que foi definida há menos de vinte anos e ainda não há um consenso sobre a sua extensão geográfica, nomenclatura (há locais onde é chamado de Complexo Ipanema) e nem sobre sua associação litológica (componentes ortoderivados e paraderivados). Porém, há exemplos de esforços recentes para mudar esse panorama.

Dito isso, vale ressaltar que a análise estrutural feita utilizando o método de análise geométrica descritiva gerou dados bastante satisfatórios e confiáveis acerca das relações de contato entre as unidades enfocadas e também acendeu uma luz sobre novas questões a serem investigadas.

Deve-se mencionar que há outra linha de conclusão sustentada por outros pesquisadores, que defendem que essas estruturas subverticais não poderiam ser reflexos de falhamentos reversos associados a cavalgamentos. Essa divergência, por si só, indicaria a necessidade de estudos futuros mais detalhados, tanto em escala quanto na abordagem desses temas vistos como controversos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149:43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1):25-43.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133:1-27.
- Barroso P.D., Figueiredo V.D. Machado R.D.M. *Mapeamento Geológico da Porção Centro-Oeste do Parque Nacional da Serra do Caparaó e Circunvizinhança*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 113 p.
- Costa, A. G., Rosière, C. A., Ebert, H. D., Fischel, D. P., Fuck, R. A., Pimentel, M. M. 1998. The relation between frontal and strike-slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in a deep-crustal segment of the northern Ribeira-Belt, SE-Brazil. *In: 14 IBTA, International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, Anais*, p. 26-28.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Hoboken, John Wiley & Sons, Inc., 776p.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, 27: 67-82.
- Duarte, B.P.; Heilbron. M, Campos Neto, M.C. 2000. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segment of the Brasiliano Ribeira Belt. *Brazilian Journal of Geology*, 30(3): 358-362.
- Duarte B.P., Heilbron M., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Almeida, J.C., Almeida, G.C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. 84. *In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.)*. Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p. 153-258.
- Duarte B. P., Valente S. C., Heilbron M., Campos Neto M. C. 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, 7(2):437-450.
- Ebert H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, DNPM, DGM, p. 62-81.
- Ebert H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *In: Relatório Anual do Diretor, ano 1955, DGM, Rio de Janeiro* : p. 97-107 e p. 136-137.
- Ebert H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- Féboli, W.L. Folha Governador Valadares (SE.23-Y-A-IV), escala 1:100.000. Belo Horizonte, CODEMIG/CPRM, Projeto Leste-MG, 2000.
- Féboli & Paes 2000. Projeto Leste-MG. Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000.
- Fossen, H. 2012. *Geologia Estrutural*. São Paulo, Oficina de Textos, 584p.

Gonçalves., L.E.S.; Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares. A.C. 2013. Structural framework of the central segment of the Rio Doce Magmatic Arc, Araçuaí Orogen. In: 14º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Chapa dos Guimarães, *Resumo expandido*, p. 1-4.

Gonçalves., L.E.S., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares. A.C., Dussin, I., Valeriano, C.M., Lana, C., Tedeschi, M. (NO PRELO) Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, Disponível on-line a partir de 29 de agosto 2015 <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X15001951>>.

Gradim D.T., Noce, C.M., Novo T., Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Suleimam M.A., Martins M. 2012. Mapa geológico da Folha Viçosa (SF.23-X-B-V), Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:100.000.

Heilbron M., Tupinambá M., Duarte B., Eirado L., Nogueira J., Prado J., Sucena M. 2003. Geologia da Folha Leopoldina (SF.23-X-D-V). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.

Heilbron M.L., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R. & Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.

Heilbron M., Duarte B., Valeriano C., Simonetti A., Machado N., Nogueira J. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178:136-148.

Hobbs, B. E., Means, W. D., & Williams, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. v. 570. New York: Wiley.

Hoerlle F.O., Silveira J.C. *Mapeamento Geológico do Sudeste da Serra do Caparaó e Região de Santa Marta*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 118 p.

Horn A., Faria B., Gardini G., Vasconcellos L., Oliveira M. 2006. Geologia da Folha Espera Feliz. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Governador Valadares (SE.23-Y-A-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Folha Dom Cavati (SE.23-Z-D-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Manhumirim (SF-24-X-A-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Ipanema (SE-24-Y-C-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Espera Feliz (SF-24-V-A-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Itanhomi (SE-24-Y-C-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Manhauçu (SF-23-X-B-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Manhumirim (SF-24-X-A-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Santana do Manhuaçu (SF-24-V-A-I-1), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:50.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1979. Manhumirim (SF-24-V-A-I-3), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:50.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Iúna (SF-24-V-A-I-4), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:50.000.
- Laranjeira J.O., Machado R.D.M. *Mapeamento Geológico da Porção Noroeste da Serra do Caparaó e suas adjacências*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 67p.
- Ledru P., Johan V., Milési J.P., Tegye M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.*, 69:169-191.
- Lerouge C., Cocherie A., Toteu S.F., Penaye J., Milési J.-P., Tchameni R., Nsifa E.N.C., Fanning M., Deloul, E. 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 44:127–413.
- Moura D.C., Fonte Boa M.R. 2014. *Mapeamento Geológico da Região de Santana do Manhuaçu, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 76 p.
- Noce C.M., Romano A.W., Pinheiro C.M., Mol V.S., Pedrosa-Soares A.C. 2003. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, cap.12, p.623-659.
- Noce, C.M., Novo T., Figueiredo, C., Pedrosa-Soares, A. C. 2006. Mapa geológico da Folha Manhuaçu (SF.23-X-B-III). Rio de Janeiro, CPRM/UFMG - Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R. & Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159:60–78.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007b. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15: 17-23.
- Novo T., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(4): 573-592.
- Novo, T.; Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C., Batista, G. 2011. Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* 19: 70-77.
- Novo, T.; Noce, C.M.; Batista, G.; Quéméneur, J.; Martins, B.; Santos, S.; Carneiro, G.; Horn, A. 2012 Nota explicativa da Folha Manhumirim, 1:100.000. Belo Horizonte, CPRM-UFMG, Projeto Geologia do Brasil.
- Novo, T. A. (2013). Caracterização do Complexo Pocrane, Magmatismo Básico Mesoproterozoico e Unidades Neoproterozoicas do Sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS).

- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília. *Rev.Bras.Geoc.* 30:200-202.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, 26: 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15: 1-16.
- Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p.
- Queiroga G., Gradim D.T., Pedrosa-Soares A.C., Pinho R.R., Vilela F., Noce C.M., Nola T., Novo T., Suleimam M.A., Basto C.F. 2012. Mapa Geológico da Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4), Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:50.000.
- Ribeiro, J.H. 2000. Projeto Leste-MG. Folha Dom Cavati (SE.23-Z-D-III). Belo Horizonte, CODEMIG/CPRM, escala 1:100.000.
- Rogers J.W., Santosh M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford Univ Pr, 289p.
- Rosa E.S., Amaral L.S.S. *Mapeamento Geológico em escala 1:25.000 da Porção Sul da Serra do Caparaó – MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 88 p.
- Silva L.C., Armstrong R, Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 513-528.
- Silva, C.M.T. Da; Alkmim, F.F. De; Pedrosa-Soares. A.C. 2009. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida, Orógeno Araçuaí, MG. *Rem: Revista Escola de Minas*, 62(1): 23-34.
- Silva C.M.T. 2010. O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: geometria e significado tectônico. Tese de Doutorado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 249 p.
- Tack L., Wingate M.T.D., Lie´Geois J.-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110:277–306.
- Tedeschi, M.; Novo, T.A.; Pedrosa-Soares. A.C.; Dussin, I.; Tassinari, C.; Silva, L.C.; Gonçalves, L.; Alkmim, F.F. De; Lana, C.; Figueiredo, C.; Dantas, E.; Medeiros, S.; Campos, C. De; Corrales, F.; Heilbron, M. (NO PRELO). The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. Disponível on-line a partir de 26 de novembro 2015 <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981115300912>>.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 101-138.

Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Cordani, U.G.; Martins, V.T.S.; Valença, J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton do São Francisco. In: 3º Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, *Short Papers*, p.174-177.

Tuller, M. 2000. Projeto Leste-MG. Folha Ipanema (SE.24-Y-C-IV), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000.

Turner, F. J., Weiss, L. E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill.

Tupinambá, M., Almeida, C., Eirado, E., Duarte, B., Heilbron, M. 2003. Geologia da Folha Pirapetinga (SF.23-X-D-VI). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.

Vicat J. & Pouclet A. 2000. Palaeo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 31(314):597-617.